

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. М. СТРАХОВ

ОСНОВЫ ТЕОРИИ  
ЛИТОГЕНЕЗА

Том III

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА  
И РАЗМЕЩЕНИЯ  
АРИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

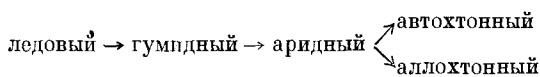
ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
Москва 1962

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР  
Г. И. БУШИНСКИЙ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Четыре особенности отличают литогенез аридного типа от литогенеза гумидного: 1) распадение на два подтипа: автохтонный, совершающийся за счет собственных водных ресурсов и материала аридной зоны, и аллохтонный, питаемый материалом соседних горизонтальных и вертикальных гумидных зон; 2) полнота осаждения осадочного материала и вовлечение в седиментацию не только обломочных и трудно растворимых компонентов, но также и легко и весьма легко растворимых солей; 3) сочетание резко развитой стадийности осадочного процесса в водоемах со все бóльшим ослаблением стадийности в развитии аридной коры выветривания; 4) очень слабое и прогрессивно все ослабевающее влияние биоса на процессы осаждения веществ из растворов и вытеснение биогенных процессов хемогенными по мере осолонения бассейнов; аридное осадкообразование на средних и высоких ступенях осолонения является классическим примером чисто химических процессов, контролируемых законами физико-химии.

Все эти особенности делают аридный литогенез не только своеобразным, резко обособленным, типом осадочного породообразования по сравнению с гумидным и ледовым типами, но и более сложным, чем они. В аридном литогенезе мы имеем дело как бы с более высокой степенью развития литогенетического процесса в ряду его климатических типов:



Своеобразие и прогрессивный характер аридного литогенеза, однако, неодинаково отчетливо выражены в разных его сторонах. Наиболее слабо они проступают в процессах механической седиментации и весьма ярко — в химико-биогенном и чисто хемогенном осадкообразовании. Это обстоятельство предопределяет содержание настоящего тома монографии. Мы лишь вскользь коснемся пород терригенных и будем иметь дело почти исключительно с породами аутигенными.

Основной задачей при этом является показ эволюции химико-биогенного и хемогенного породообразования по мере прогрессирующего осолоения водоемов, а также выявление закономерностей состава и размещения *аридных пород и формаций* внутри аридной зоны. Разработка этих проблем подготовлена успехами советской геологии, особенно галургии. Но все же попыток *создать цельный образ аридного литогенеза как особого типа осадочного породообразования* предпринято пока не было, ибо отсутствовала сама идея о типах литогенеза вообще. Введение и обоснование этой идеи в I томе монографии впервые позволили дать представление об аридном литогенезе *как едином цельном природном явлении*.

Основным методом исследования был, как и ранее, метод сравнительно-литологический. Применение его к отложениям аридных зон позволило одновременно и обнаружить много новых черт литогенеза, доселе пропущенных исследователями, и *показать новые возможности самого метода, далеко еще не использованного в полную силу*.

М. Г. Валяшко, А. А. Иванову и М. П. Фивегу, прочитавшим этот том в рукописи и сделавшим ряд ценных замечаний, автор выражает искреннюю признательность. Автор глубоко благодарен также Г. И. Бушинскому, взявшему на себя большой труд редактирования всех трех томов монографии.

---



## Часть первая

# НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП АРИДНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И ЕГО ОСОБЕННОСТИ В СОВРЕМЕННУЮ И В ДРЕВНИЕ ЭПОХИ

## Глава I

### ТЕРРИГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ НА ПЛОЩАДИ АРИДНЫХ ЗОН И ЕЕ ОСОБЕННОСТИ

С понятием «отложения аридных зон» связывается обычно представление о породах засоленных, возникших из вод более или менее минерализованных. Это представление справедливо лишь отчасти. На территории сухих степей, полупустынь и пустынь в настоящее время широко распространены осадки, сформированные при участии вод достаточно пресных, либо лишь с малой минерализацией: от долей процента до 4—4,5%. Таковы толщи делювия, пролювия, аллювия, осадки многих озер и морей (Каспия, Аральского моря, Балхаша, Иссык-Куля и др.). Ископаемые аналоги их известны из многих стратиграфических горизонтов и регионов (красноцветы  $P_2$  Русской платформы,  $B_{2+3}$  — Главного девонского поля и др.).

До введения понятия о типах литогенеза эти отложения не привлекали особого внимания литологов, ибо с ними не связывалось никаких общих идей. В свете же учения об аридном и гумидном типах породообразования отложения аридной зоны, связанные с водами малой минерализации, сразу приобретают исключительный интерес и значение. Они важны прежде всего как *начальная стадия эволюции аридного осадкообразования, из которой — при дальнейшем осолонении — развивается то, что принято называть галогенезом*; понять специфику аридного породообразования в целом можно, естественно, лишь зная и эту эмбриональную, отправную его стадию. Аридные осадки из вод малой минерализации важны еще и потому, что седиментация в это время совершается при соленостях, весьма близких, часто тождественных тем, в каких происходит накопление осадков в водоемах гумидных зон. *Сопоставляя отложения этих двух климатических зон, мы можем уже в самом начале развития аридного литогенеза выявить его специфику сравнительно с литогенезом гумидным*. Таким образом, анализ со сравнительно-литологической точки зрения состава аридных отложений из вод малой минерализации является одной из наиболее увлекательных задач теории литогенеза.

Какуже указывалось, в аридном осадкообразовании следует различать процессы механической седиментации частиц, принесенных в данную точку в твердой фазе, и процессы химико-биогенного осаждения твердых фаз из растворов. Рассмотрим вначале первую группу явлений.

#### 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ АРИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Фациальные типы водных терригенных отложений в аридных областях в сущности те же, что и в гумидных поясах: делювий, пролювий, аллювий, озерные и морские отложения. Принципиально одинаков и физический

механизм их формирования, особенно когда речь идет об отложениях бассейновых. Это обстоятельство позволяет не вдаваться в подробные характеристики перечисленных фациальных типов терригенных осадков, а ограничиться лишь кратким указанием на некоторые детали, являющиеся специфической особенностью именно аридного типа.

Одной из таких особенностей является *возросшая интенсивность формирования делювиальных и пролювиальных отложений по сравнению с тем, что имеет место — при аналогичных условиях рельефа — в зонах гумидных*. Делювиальные плащи в условиях относительно слабо расчлененного рельефа аридных областей утолщаются, а вокруг гор все резче оформляются веера и пояса пролювиальных конусов выноса. Эти изменения вызываются все возрастающей скудостью растительного покрова, облегчающей смыв тонко раздробленного кластического материала.

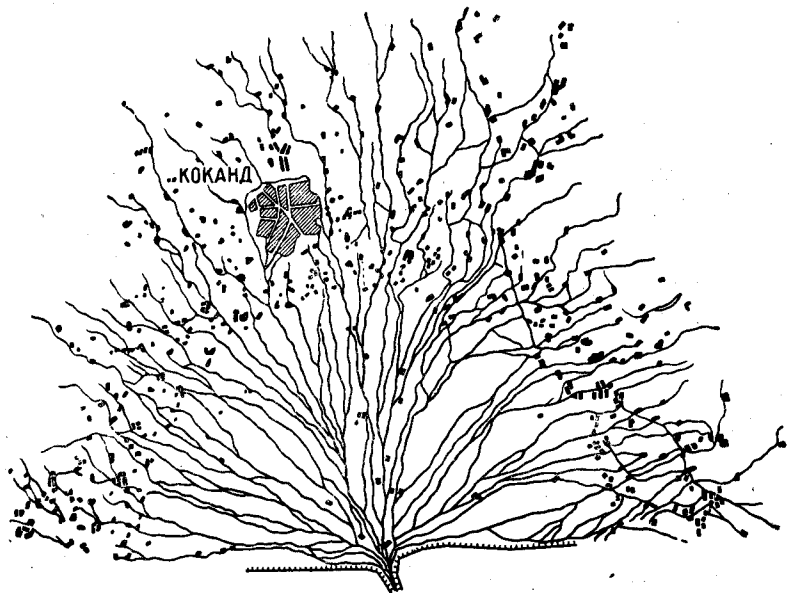
Одновременно в составе делювиально-пролювиальных аридных отложений появляются качественно новые черты. Эпизодичность дождей, а также их большая сила в сочетании с разрыхленностью пород, выходящих на поверхность, приводят к тому, что в областях расчлененного рельефа полупустынь и пустынь значительно учащаются селевые потоки, что придает пролювиальным конусам выноса дополнительно большую грубозернистость. По периферии же пролювия после ливней возникают огромные эфемерные лужи, временные озера, быстро превращающиеся в такыры с их характерными алевритово-глинистыми осадками, разбитыми многоугольными трещинами усыхания; глинистые слои при этом превращаются порою в черепкообразные и полусогнутые глиняные плитки, входящие как закономерный член в дистальную часть конусов выноса.

Своеобразные черты приобретает аллювий аридных зон. Лишь наиболее крупные реки, текущие с гор и из соседних равнинных гумидных зон, достаточно полноводны для того, чтобы длительно поддерживать конечный водоем стока. Аллювий таких рек наиболее близок по составу и строению к аллювию гумидных зон, хотя все же имеет и некоторые специфические черты; одна из них заключается в изменчивости и частых боковых миграциях русла (Сыр-Дарья, Аму-Дарья), вызывающих естественно большую сложность строения аллювия, особенно в плане. Реки средние и совсем малые по величине не в состоянии по своей маловодности и сильному испарению доходить до конечного водоема стока и устойчиво поддерживать его существование. Переходя с гор на равнину, они более или менее быстро растекаются по пей, теряют воду, а несомый ими осадочный терригенный материал формирует сухие дельты (фиг. 1). По сути дела эти отложения представляют собою как бы модифицированный пролювиальный конус выноса, к которому на вершине наращена более или менее длинная аллювиальная лента. От собственно пролювия отложения сухих дельт отличаются своей мелкозернистостью.

Наибольшее сходство с гумидными отложениями в общем типе, составе и строении показывают терригенные осадки озер и морей аридных областей, что и естественно, поскольку гидродинамика мало минерализованных аридных водоемов до больших деталей сходна с гидродинамическим режимом водоемов гумидных.

Отличительную черту всех перечисленных типов отложений составляет то обстоятельство, что они возникают из вод, пересыщенных  $\text{CaCO}_3$ . Это приводит обычно к более или менее обильной садке карбонатов, подмешивающихся к собственно терригенным компонентам. Отсюда *терригенные делювиально-пролювиально-аллювиальные и бассейновые осадки аридных зон всегда в большей или меньшей степени карбонатны, часто настолько, что по содержанию  $\text{CaCO}_3$  относятся уже не к собственно терригенным ( $\text{CaCO}_3 < 5\%$ ), а к терригенно-аутигенным породам ( $\text{CaCO}_3 10-20\%$ )*. Это один из характернейших признаков аридных терригенных

отложений, отчетливо отличающий их от одноименной группы гумидных осадков. Другая специфическая особенность терригенно-аутигенных (и собственно-терригенных) пород аридных областей — это их разнообразная расцветка. Ее появление здесь не случайно. Дело в том, что в составе осадочного материала, заносимого в аридные области из горизонтальных и вертикальных гумидных зон, всегда присутствуют окислы железа. Необходимое для их редукции органическое вещество,



Фиг. 1. Сухая дельта (по В. Н. Веберу).

Черные знаки — населенные пункты.

однако, находится в аридных зонах далеко не всегда в нужных количествах. Чаще всего и больше всего оно встречается в бассейновых отложениях; здесь процессы редукции протекают энергично и бассейновые осадки поэтому окрашены преимущественно в серые, зеленовато-серые, серо-зеленые и иногда просто зеленые цвета. Но и в бассейновых отложениях порою не хватает органики для того, чтобы полностью редуцировать железо и «погасить» красные цвета; тогда возникают красноватые фации, располагающиеся обычно по периферии бассейнов, но порою и внутри них среди сероцветных отложений. Интересно, что чаще всего красными оказываются глины или мергели, тогда как алевриты и особенно песчаники окрашены в серый цвет. Причина кроется в количественных соотношениях  $Fe_2O_3$  и  $C_{орг}$ : в песчаниках мало  $C_{орг}$ , но способного к редукции  $Fe^{3+}$  также весьма немного, так что наличной органики оказывается достаточно для восстановления всего окисного железа и погашения красной окраски; в глинах содержание  $C_{орг}$  несколько выше, чем в песчаниках, но содержание  $Fe_2O_3$  многократно выше, и наличной органики уже не хватает для полной редукции железа; глины остаются красными. В субаэральном (делювиально-пролювиальном, частью аллювиальном и эоловом) отложении при скудости растительного покрова органического вещества вообще очень мало. Процессы редукции здесь резко подавлены; когда в осадке много железа, оно остается красным или буроватым; когда мало — порода принимает окраску, обусловленную цветом слагающих его минеральных компонентов и становится розоватой, желтоватой, пестрой и т. д. Дегидратация окислов Fe и Mn, обусловленная сильной инсоляцией суб-

аэральных отложений и сухостью воздуха, придает окраске пород особую яркость и разнообразие. Таким образом, *красноцветность и пестроцветность пород, разнообразие и частые смены расцветок на близких расстояниях весьма характерны для аридных областей и часто служат одним из диагностических для них признаков.* Нужно, впрочем, иметь в виду, что сам по себе этот признак не решающий, ибо красноцветные отложения встречаются и в гумидных зонах. Но в аридных областях *красноцветность и пестроцветность всех типов пород всегда сочетаются с карбонатностью, а иногда даже с засолением*, в гумидных же зонах такого рода ассоциация исключается существом присущих им физико-географических условий и, в частности, крайне низкой минерализацией речных и прочих континентальных вод.

Итак, *хотя фациальные типы терригенных пород и самый механизм их формирования в аридных областях те же, что и в гумидных, все же постоянное наличие в них карбонатов, порою в значительных количествах, широкое распространение красноцветных и пестроцветных окрасок, вследствие ослабленного развития редуционных процессов наконец, спорадически встречающееся более или менее заметное засоление — придают терригенным отложениям аридных областей ярко выраженную индивидуальность, rozpoзнаваемую даже при первом общем с ними знакомлении.* Более глубокое изучение обнаруживает ряд новых интересных черт. Чтобы вскрыть их, рассмотрим несколько ближе терригенные компоненты в терригенно-карбонатных отложениях аридных зон и, в частности, их гранулометрию и минералогию.

## 2. ГРАНУЛОМЕТРИЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД АРИДНОГО КЛАССА

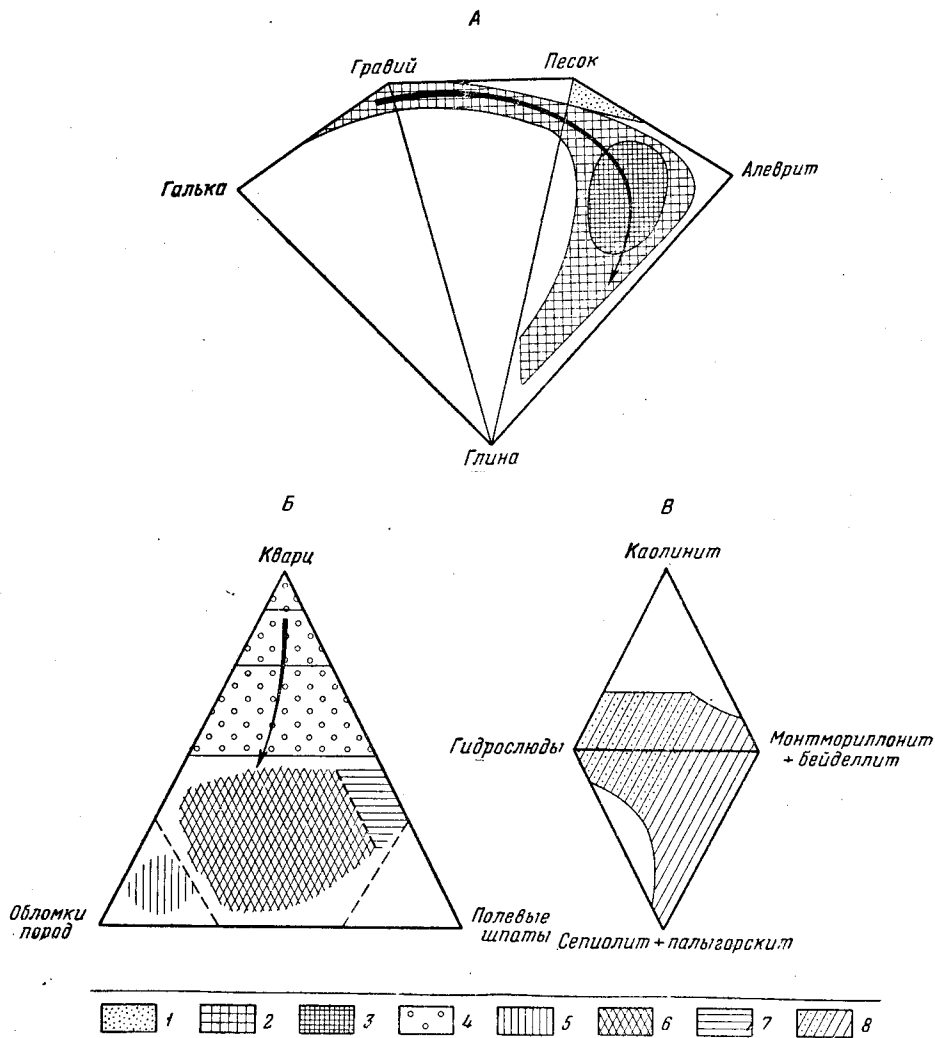
На диаграмме (фиг. 2А) показаны реально наблюдающиеся гранулометрические характеристики аридных отложений разного фациального типа. Сопоставляя ее с соответствующей диаграммой гумидных пород (том II, фиг. 170), видим, что гранулометрические типы одноименных отложений достаточно сходны, почти тождественны. Как и там, в аридных зонах наблюдается плохая сортированность делювиальных, пролювиальных и наземнодельтовых отложений и гораздо лучшая — бассейновых.

Основной причиной сходства является, конечно, тождество гидродинамических условий образования: делювиальные, пролювиальные, аллювиальные и бассейновые осадки в аридной зоне возникали при тех же гидродинамических режимах, что и одноименные отложения зон гумидных, и это не могло не наложить свой отпечаток на гранулометрию пород. Но наряду с этим существенное значение имело и другое обстоятельство: часть пролювиальных и аллювиальных и все бассейновые терригенные породы возникли за счет материала, вынесенного из гумидных областей в аридные. *Это, в сущности, то же самое вещество, которое слагает гумидные терригенные породы; не удивительно, что и гранулометрия аридных отложений повторяет гранулометрию пород гумидных.* Здесь мы впервые сталкиваемся с явлением *унаследования* аридными породами черт состава, заложенных в исходном материале, возникшем в совсем другой климатической зоне — гумидной.

Весьма отчетливо сказывается унаследование в минералогическом составе песчано-алевритовых пород.

Из работ В. Н. Гриднева по минералогии кайнозойских аридных песчаников Средней Азии (1955) вытекает, что в большинстве своем они типично полимиктовые и, в частности, аркозовые и отвечают аркозовому полю диаграммы (фиг. 2Б); в то же время среди аркозовых псаммитов встречаются разновидности, попадающие в поле мезомиктовых песков. То же самое и в песчаниках продуктивной толщи Азербайджана и Кабрис-

тана. Песчаники и алевриты здесь в большинстве случаев типично полимиктовые и попадают то в поле лититов, то в левую и центральную части грауваккового поля (фиг. 3). Но на отдельных горизонтах толщи встречаются не только мезомиктовые песчаники с содержанием кварца 60—65%, но даже и олигомиктовые, в которых содержится 75—86—90% кварца.



Фиг. 2. Гранулометрия и минералогический состав терригенных пород аридного класса.

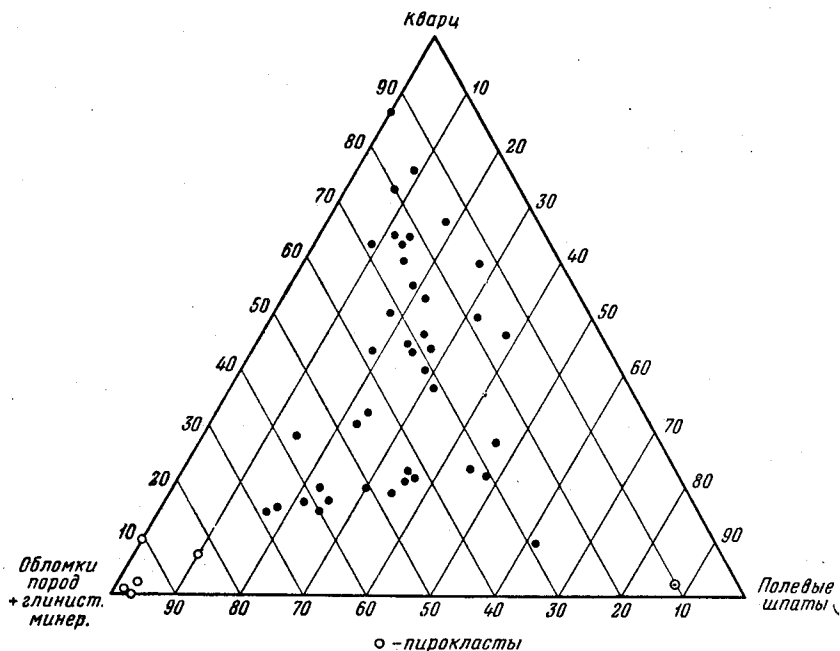
А. Гранулометрический состав обломочных пород. Б. Минералогический состав обломочных пород. В. Состав глинистого компонента смешанных аллохтонных пород.

1 — волювые пески; 2 — породы конусов выноса рек; 3 — чаще встречающиеся составы; 4 — составы песчаного материала, первично отсутствующие в автохтонных терригенных породах и заносимые за счет размываемых отложений гумидных зон; 5—7 — полимиктовые пески; 5 — лититы, 6 — граувакки, 7 — аркозы; 8 — обогащение гидрослюд калием и натрием.

Стрелки показывают направление эволюции состава обломочных пород.

«Олигомиктовые песчаные и алевритовые породы, — пишет А. Г. Алиев, — встречаются преимущественно на Апшеронском полуострове, главным образом в балаханской свите, относительно реже — в подкирмакинской и надкирмакинской свитах... Кварц присутствует в виде хорошо окатанных зерен» (Алиев, 1949, стр. 194). Аналогичные колебания минералогического

состава песчаников можно найти в любой достаточно мощной и пространственно широко развитой аридной песчаной толще. На первый взгляд кажется, что составы обломочных пород аридных зон совершенно те же, что и составы песчаников гумидных поясов. При ближайшем рассмотрении, однако, дело оказывается много сложнее, и начинают выступать различия. Количественные отличия заключаются в том, что *среди аридных обломочных пород мезомиктовые, а тем более олигомиктовые разности развиты несравненно слабее, меньше, чем в поясах гумидных, и встречаются главным*



Фиг. 3. Минералогический состав песчано-алевритовых пород продуктивной свиты Азербайджана (по А. Г. Алиеву).

образом в виде ограниченных узко-локальных тел. Качественные же различия состоят в совершенно ином генезисе пластов, обогащенных кварцем, в гумидных и в аридных зонах. В первых подавляющее большинство кварцевых накоплений является первичным и возникло под влиянием интенсивного химического выветривания на базе вялого тектонического режима; вторично переотложенные кварцевые пески и алевриты имеют здесь подчиненное значение. В аридных зонах дело обстоит как раз наоборот. Из факта сильного ослабления здесь химического выветривания и превалирования чисто физического разрушения коренных пород, вытекает, что песчано-алевритовые осадки, возникающие за счет коренных интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, неизбежно должны быть полимиктового — аркозового, грауваккового или лититового типа, даже если они возникали в тектонически пассивной области. Накопление увеличенных порций кварца можно объяснить лишь явлением унаследования — наличием на водосборных площадях больших или меньших масс осадочных пород, богатых кварцем; разрушение их и обогащало осадки этим минералом.

Такой вторичный унаследованный характер мезомиктовых и олигомиктовых обломочных пород аридных зон хорошо согласуется с самим обликом кварцевых зерен, обладающих часто хорошей окатанностью, что свидетельствует о переотложении их из каких-то более древних свит, возникших в гумидных условиях.

Таким образом, *унаследование терригенными отложениями аридной зоны высоких концентраций кварца и аллохтонный генезис мезомиктовых и олигомиктовых пород несомненны*. Поэтому на треугольнике минералогического состава песчано-алевритовых пород поля с содержанием кварца  $> 50\%$  показаны как поля унаследованных составов, тогда как поля с содержанием кварца  $< 50\%$  — как поля составов, могущих первично возникнуть за счет разрушения магматических и метаморфических материнских пород. Быть может, даже в верхней трети этого поля (с кварцем  $> 35\%$ ) уже начинает чувствоваться поступление унаследованного материала от разрушения осадочных пород. Это показано стрелкой, отмечающей направление заноса унаследованных минералов.

Соотношение составов глинистых пород в аридных и гумидных зонах отличается другими чертами. Как показали исследования М. А. Ратеева (1956, 1958) и А. Г. Коссовской (1954), в глинах аридных зон присутствуют все те же минералы, что и в отложениях гумидных: гидрослюды, монтмориллонит, ферримонтмориллонит, бейделлит, хлорит, галлуазит, каолинит, сепиолит, палыгорскит в разных количественных сочетаниях. Но бросается в глаза полное отсутствие среди аридных глин чисто каолиновых или даже монотермитовых накоплений; когда каолинит и галлуазит встречаются, они представлены лишь в виде примеси, количественно обычно совершенно второстепенной. Одновременно в глинах часто присутствуют, а порою образуют почти мономинеральные накопления, магнезиальные силикаты и алюмосиликаты — сепиолит, палыгорскит. В результате при сходстве общего набора глинистых минералов реальные составы глинистых пород в гумидных и аридных зонах заметно различны. Это и отражено на диаграмме (фиг. 2В). Из сопоставления ее с диаграммой на фиг. 170 (том II) видно, что поля состава аридных глинистых отложений, отчасти перекрывая поля гумидных глин, в целом представляют собою как бы зеркальное отражение последних.

Генетически глинистые минералы аридных глинистых пород неодинаковы. Учитывая, что для образования каолинита и галлуазита требуются кислая среда и сильный вынос щелочей и кремнезема, климатический же режим засушливых зон по сути своей тормозит химическое выветривание, останавливая его на щелочной стадии, — следует полагать, что наличие каолинита и галлуазита в глинах аридных зон обязано унаследованию или заносу их из областей гумидных. *Это типичные аллохтонные унаследованные минералы*. Гидрослюды, хлориты, монтмориллонит могут быть как занесенными, аллохтонными, так и автохтонными, возникшими в самой аридной зоне; но в бассейновых отложениях, весь осадочный материал которых аллохтонен, они несомненно представляют собою унаследованные компоненты. Что же касается магнезиальных силикатов и алюмосиликатов — сепиолита и палыгорскита, то частое и порою интенсивное их накопление в осадках аридных зон свидетельствует с несомненностью об их образовании именно в аридных условиях; это автохтонные и часто аутигенные минералы. Это именно обстоятельство и придает индивидуальность глинистым породам аридных зон сравнительно с одноименными породами зон гумидных.

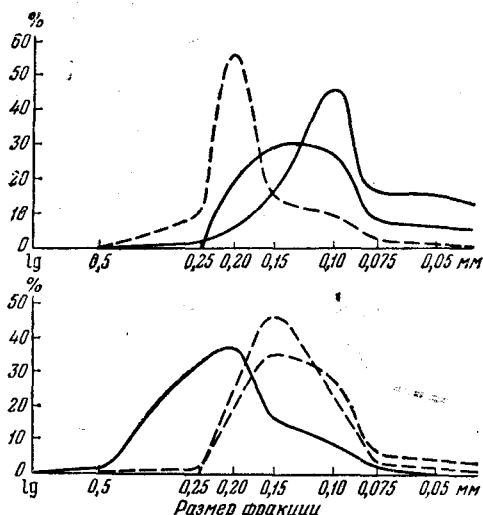
### 3. ЗОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АРИДНЫХ ЗОН И ОСОБЕННОСТИ ИХ СОСТАВА

В полупустынях и пустынях существенным фактором возникновения терригенных отложений является ветер.

Так как эоловые отложения возникают за счет перевеивания более древних песчаных (или песчано-алевритовых) пород, то естественно, что их гранулометрический и минералогический составы должны по существу наследоваться от материнских пород, но при этом более или менее значительно изменяться в процессе эоловой переработки. Определение

существа и интенсивности этой переработки и представляет для нас сейчас наибольший интерес.

Переработка неодинакова в разных случаях и зависит, по А. В. Сидоренко (1949, 1956), от того, продолжают ли перевеваемые пески сохранять связь с материнскими породами, т. е. лежат на их площади и испытали малое перемещение, или же потеряли эту связь, т. е. перемещены значительно. В непере­мещенных песках содержание мелких фракций ( $>0,05$  мм,  $0,05 - 0,10$  мм,  $0,10 - 0,15$  мм) уменьшается, а процент более крупных зерен увеличивается; иначе говоря, гранулометрия непере­мещенных песков по существу повторяет гранулометрию исходных материнских пород, из которых ветром удалены наиболее тонкие фракции. Одновременно увеличивается средний размер зерен и улучшается сортировка песков. В перемещенных песках при перевевании содержание



Фиг. 4. Изменение гранулометрического состава у двух типов эоловых песков (по А. В. Сидоренко).

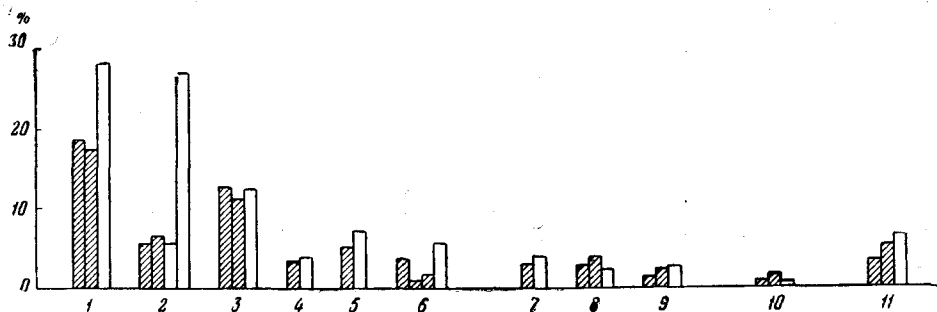
Сплошная линия — исходные пески, пунктир — барханные пески; верхняя диаграмма — непере­мещенные пески, нижняя — перемещенные

пылеватых и тонкозернистых частиц (меньше  $0,1$  мм) не уменьшается, а в ряде образцов даже увеличивается. При этом несколько уменьшается количество крупнозернистых и среднезернистых частиц. Общее изменение состава перемещенных песков направлено в сторону относительного увеличения массы пылеватого и тонкозернистого материала, а также улучшения сортировки. Все эти изменения наглядно видны на диаграмме (фиг. 4).

В процессе перевевания песков меняется и их минералогический состав, но по-разному в каждой группе. В непере­мещенных эоловых песках содержание тяжелых минералов относительно исходных коренных песков увеличивается, что видно на фиг. 5; увеличение достигает полутора раз, реже бывает даже двукратным. В песках перемещенных, напротив, общее количество тяжелой фракции заметно уменьшено, по сравнению с ее количеством в исходных породах, часто до 20% от исходной величины. Эти изменения естественны и едва ли требуют объяснений. Что касается состава терригенных минералов, то «при перевевании как в одном, так и в другом типе песков уменьшается содержание легкостираемых минералов. Количество кальцита, гипса, роговой обманки, пироксенов, полевых



шпатов, эпидота меньше, зато относительно увеличивается содержание устойчивых при разрушении минералов — кварца, граната, циркона, дистена, силлиманита, магнетита» (Сидоренко, 1956). Интересна история слюд и хлоритов. «Эоловые непеременные пески, как правило, лишены слюд, если же они встречаются, то в виде мелких одиночных пластинок слюд, концентрирующихся в ветровой тени. Например, сильно слюdistые аллювиальные пески каракумской свиты на большей части развития ее, как правило, при перевевании почти полностью лишаются слюд и переходят в бесслюdistые. В эоловых переменных песках количество пластинок слюд остается почти то же, что и в исходных песках, или, наоборот, на первых стадиях перевевания несколько увеличивается за счет расщепления пластинок минерала. Как в одном, так и в другом случае слюды эоловых песков отличаются всегда правильными округленными формами. Чем дольше перевевается песок, тем меньше содержит он листочков слюд. Так, эоловые пески каракумской свиты в Центральных Каракумах, формировавшиеся много раньше, чем эоловые пески



Фиг. 5—6. Содержание тяжелых минералов в исходных и эоловых песках во фракции 0,05—0,25 мм в параллельно собранных образцах (по А. В. Сидоренко).

1—6 — каракумская свита; 7—9 — обручевская свита; 10 — верхнекарабийская свита; 11 — мургабская свита. Заштриховано — исходные пески, белое — эоловые пески

приамударьинской барханной полосы, слюды почти не содержат, тогда как эоловые пески в приамударьинской полосе, возраст которых близок к современному, почти постоянно содержат листочки мусковита и биотита. Биотит разрушается быстрее мусковита. Отсутствие слюды в песке или наличие только мелких единичных круглых листочков ее является одной из характерных особенностей эоловых песков. Хлориты испытывают те же изменения, что и слюды, но их пластинки лучше окатываются и менее расщепляются по спайности» (там же, стр. 10—12).

В целом общее число минералов в эоловых песках всегда меньше, чем в исходных, и, следовательно, эоловое перевевание изменяет полимиктовый минералогический состав песков в сторону мезомиктовости, а мезомиктовых — в сторону олигомиктовости. Но насколько далеко заходит эта переработка? К сожалению, ответить с достоверностью на этот вопрос пока нельзя. Можно лишь констатировать, что в объектах, изученных А. В. Сидоренко, сдвиги количественно были второстепенны и не меняли общего минералогического типа песков: полимиктовые исходные пески давали начало полимиктовым же эоловым и т. д. Из других современных пустынь (Аравии, Сахары и др.) также были описаны полимиктовые эоловые пески. Эти факты дают право оценивать интенсивность эоловой переработки минералогического состава песчаных отложений как достаточно слабую. Иначе говоря, унаследование эоловыми песками минералогического состава исходных материнских отложений является главной чертой их минералогии; видоизменения наследуемого материала достаточно ограничены.

#### 4. ВТОРИЧНОЕ ЗАСОЛОНЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Одной из характерных особенностей современных засушливых областей является широкое распространение на их площади грунтовых вод разного по глубине залегания. Так, гидрологическими исследованиями в Каракумах установлено, что грунтовые воды образуют единое зеркало со свободной поверхностью; питание вод происходит главным образом (на 86,4%) за счет русловой фильтрации Аму-Дарьи, Мургаба, Теджена и подземного стока с Копетдага. Инфильтрация атмосферных осадков в балансе грунтовых вод играет незначительную роль, составляя 13,6%. С водами, поступающими в Каракумы, ежегодно приносится до  $3 \times 10^6$  т различных растворенных солей (Сидоренко, 1956; Кунин, 1947, 1959). Близкие соотношения наблюдаются в Кызылкумах и вообще во всех пустынях, прорезаемых крупными артериями и окруженных горными цепями (Бессточный бассейн США и др.). Но пустыни без гористого обрамления и без транзитных речных артерий бедны грунтовыми водами (Сахара западная). Аналогичная ситуация была, по всем вероятностям, свойственна и засушливым областям геологического прошлого.

Когда грунтовые воды залегают в терригенных породах глубоко от земной поверхности, они не оказывают какого-либо специфического воздействия на состав водовмещающих пород. Но по мере их приближения к земной поверхности воздействие начинает проявляться во все возрастающей степени. Развивается цикл специфических процессов вторичного засоления терригенных осадков, свойственных только ариднему климату и потому исключительно интересных со сравнительно-литологической точки зрения.

Различаются два вида засоления. Первый приурочен к участкам, где уровень грунтовых вод хотя и приближен к дневной поверхности, но все же не достигает ее, отделяясь слоем 0,5 — 1,5 м сухой породы. Под влиянием инсоляции и высокой температуры вода с поверхности водного зеркала постоянно испаряется, но капиллярные силы поднимают снизу новые порции влаги, так что смачивание водой более глубоких частей разреза поддерживается. Длительное течение этого процесса приводит к осолонению грунтовых вод, а затем и к садке из них некоторых твердых солевых фаз в порах между зернами терригенных пород, чаще всего песков, алевролитов и алевропелитов. *Возникает засоление поверхностных частей разреза, отвечающее обычно зоне капиллярного поднятия грунтовых вод, т. е. глубинам от 0,5 до 2,5 — 3 м. Засоляющие фазы отлагаются иногда в таком изобилии, что возникают своеобразные более или менее уплотненные горизонты (каличе, хардпаны, шохи), следующие на небольшой глубине за рельефом ландшафта.* Они слагаются чаще всего кальцитом и гипсом, реже доломитом и совсем редко, по-видимому, кремнеземом. Первые два типа накоплений подробно описаны недавно А. В. Сидоренко (1956, 1958); накопления кремнезема пока должным образом не охарактеризованы, и потому мы касаться их не станем; возможно, их вообще в природе не существует.

Засоление карбонатом кальция встречается в трех существенно разных формах: известковых кор, горизонтов журавчиков и псевдоморфоз по корням растений.

Известковые коры (каличе, хардпан и др.) в наиболее ярком своем развитии известны в пустынях Мексики и Египта, в меньшем — в Каракумах и Кызылкумах.

В Мексике известковые коры локализованы только на плато Северной Мезы, распадающемся на крупные пологие депрессии — больсоны, выстланные галечниковыми накоплениями пролювиального типа. Карбонатные горизонты залегают на небольшой (до 0,5 м) глубине от поверхности; местами, где почвенный слой смыт, они выходят непосредственно на по-

верхность. Мощность известковой коры достигает 2,5 — 3,0 мм. Верхняя часть ее (1— 1,5 м) превращена в довольно плотный известняк, строение которого зависит от характера первичных пород. Если обывествлению подвергались галечники, то верхняя часть каличе представляет собою плотный конгломерат, цементом которого является кальцит. Вокруг галек и между отдельными прослоями встречаются отдельные натеки  $\text{CaCO}_3$ , обтекания и т. д. Песчано-глинистая масса, заполнявшая ранее промежутки между гальками, полностью замещена карбонатом кальция. Если бы подобная порода была встречена в ископаемом состоянии, она безусловно могла бы быть отнесена к типичным конгломератам с известковым цементом. В случае, если карбонатизация проходила по песчано-суглинистым породам, метасоматическое замещение мелкозернистого материала приводило к образованию плотного известняка, в котором только изредка встречаются отдельные, более крупные обломки мелкой гальки и гравия; подобные образования в ископаемом состоянии могут быть отнесены к типичным известнякам.



Фиг. 7. Условия залегания известковых горизонтов (черное) среди конгломератов (по А. В. Сидоренко).

Плотность известкового горизонта и степень перекристаллизации его книзу постепенно уменьшаются. Ниже 1,5 — 2,0 м появляются рыхлые неперекристаллизованные участки, переходящие в сплошную мухнистую белую рыхлую массу, легко раздавливаемую пальцами. Мощность порошковатого горизонта 1—2 м; содержание  $\text{CaCO}_3$  в нем достигает 95—96%.

Мексиканские каличе фиксируют древние поверхности осадконакопления и потому современные и близкие к ним поверхности седиментации срезают горизонты каличе (фиг. 7).

Известковые коры в Каракумах и Кызылкумах в настоящее время не образуются; они приурочены исключительно к свитам плиоценового возраста (нижнекарабильской и заунгузской). В отличие от мексиканских эти коры слагаются известковыми журавчиками, которые в верхней части слоя наиболее часты и уплотнены, сливаясь в сплошную породу, ниже — разъединены и переходят в рыхлую известковую массу. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в различных известковых журавчиках колеблется от 21,4 до 78,38%; местами, в нижней части известкового горизонта рентгенографически констатируется палыгорскит в виде пленок и примазок.

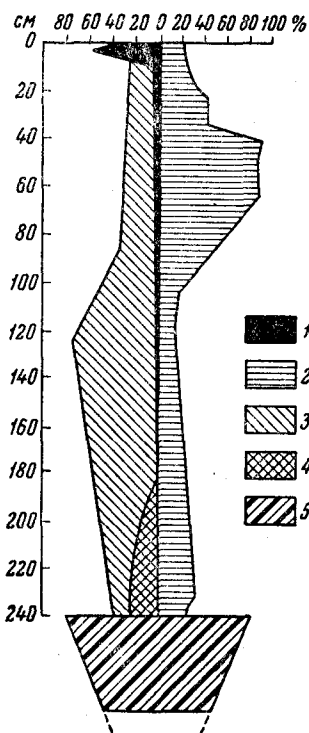
Особую разновидность известковых кор представляют так называемые аккырши — метасоматические замещения  $\text{CaCO}_3$  по корням растений; они представляют собою современные образования, встречающиеся только в полупустынях; у нас в СССР они распространены главным образом вблизи Аральского моря; в пустынях Каракумы и Кызылкумы их нет.

Из Etoscha-Pfanne, расположенной в южноафриканской пустыне Калахари, описаны карбонатные накопления, представляющие собою также, по-видимому, известковые коры, но в отличие от других содержащие заметные количества  $\text{MgCO}_3$  вероятно, в виде доломита, хотя это достоверно и не установлено.

При всем разнообразии форм карбонатного засоления терригенных отложений у них то общее, что они локализованы на территории сухих степей и полупустынь и связаны с грунтовыми водами

гидрокарбонатного типа. При малом содержании в этих водах  $MgCO_3$  (и отсутствии  $Na_2CO_3$ ) карбонатные коры известковые, при повышенных содержаниях  $MgCO_3$  в корях преобладает и концентрируется доломит. Когда карбонатные корки в древних свитах развиваются на территории современных пустынь, это, по А. В. Сидоренко (1958), свидетельствует о заметно большей влажности тогдашнего аридного режима в пустынях, о принадлежности их к регионам полупустынных условий.

*В отличие от карбонатных, гипсовые коры, напротив, являются характерным образованием именно пустынных областей, где развиты довольно широко. Различается несколько их разновидностей. Одна из них, так называемые репетекские гипсы (от ст. Репетек в юго-восточных Каракумах), представляет собою сплошной горизонт или гипсовую плиту на глубине 1,5 — 2,0 м*



Фиг. 8. Профиль почвенного засоления в пустынях (по В. А. Ковда).

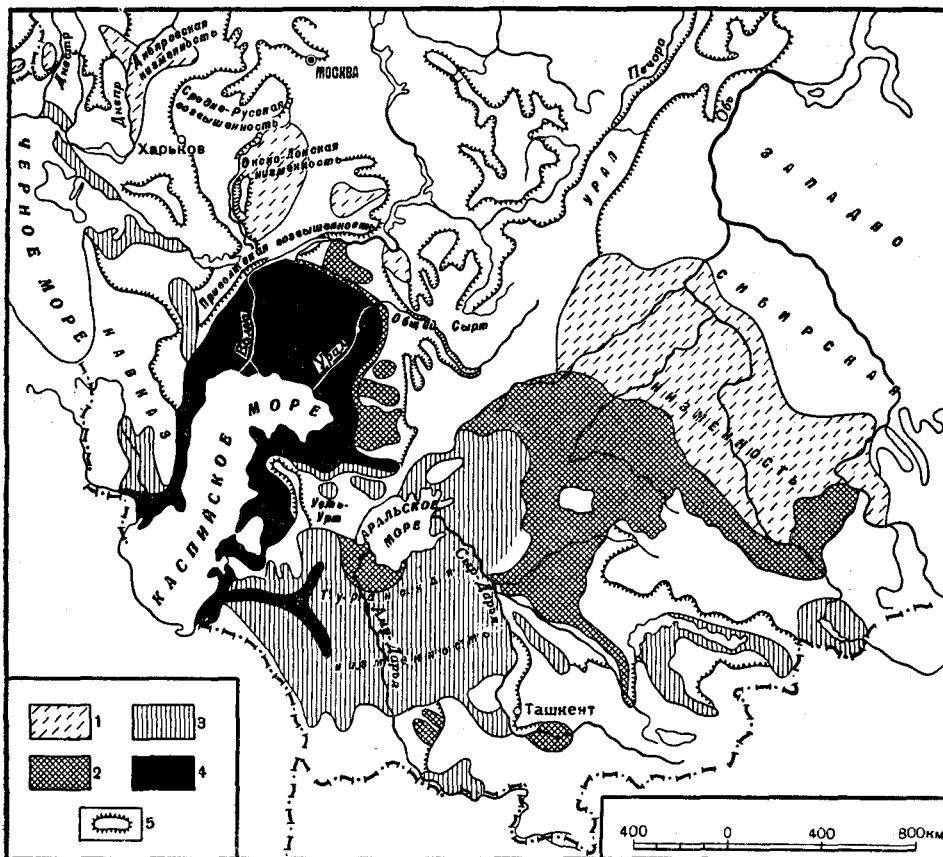
1 — легкорастворимые соли; 2 —  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ; 3 —  $CaCO_3$ ; 4 —  $R_2O_3$ ; 5 — соли в грунтовой воде.

от поверхности, реже — горизонт песков, обогащенный кристаллами гипса. Кристаллы эти часто очень крупные, имеют пойкилитовую структуру и включают большое количество зерен песка. В тех случаях, когда цементируемым осадком являются не пески, а супесчаные и глинистые отложения, гипсовая кора имеет вид горизонта мелкозернистого гипса; очевидно, в этих случаях просто не имелось крупных пор для свободного роста и кристаллизации  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ . В пустынях, в местах близкого залегания грунтовых вод, наблюдаются гипсовые замещения по корням растений, подобные известковым замещениям — аккыршам; псевдоморфозы сложены пористым гипсом большой чистоты. В продольном сечении видно грубое параллельно-волокнистое строение, повторяющее, по-видимому, волокна древесины.

Гипсовые коры всех разновидностей развиваются в том случае, когда породившие их грунтовые воды достаточно осолонены и содержат в избытке сульфат кальция. Это именно обстоятельство приводит к тому, что гипсовые коры всех модификаций локализуются в центральных частях засушливых зон, т. е. в собственно пустынях, тогда как карбонатные — тяготеют к периферическим частям этих зон, т. е. к полупустыням и сухим степям.

Другой тип засоления возникает в тех случаях, когда в депрессивных участках грунтовые воды достигают поверхности Земли и происходит заболачивание, аналогичное заболачиванию депрессий внутри гумидных поясов. Однако, разница климатических режимов придает аридному болотному процессу совершенно иные черты, чем во влажных зонах. Там заболачивание влечет за собою образование торфяника, позже превращающегося в уголь. В аридных зонах заболачивание вызывает поверхностное засоление пород и превращение их в солончаки. Механизм процесса аналогичен описанному выше — для первого типа засоления. Отличительную черту солончаков составляет часто далеко зашедшая в них садка солей и максимальная концентрация их в самой верхней части (25—50 см) разреза с прогрессивным убыванием книзу (фиг. 8).

Такого рода солончаки развиты во внутриматериковых впадинах, на приморских низменностях, как, например, в Пришивашье и в Прикаспии.



Фиг. 9. Современное осолонение почвенных горизонтов (по В. А. Ковда).

1—сульфатно-содовое засоление; 2—хлоридно-сульфатное засоление; 3—сульфатно-хлоридное засоление; 4 — хлоридное засоление; 5 — контуры возвышенностей.

пийской низменности, на сухих (субаэральных) и приморских дельтах рек (типа дельт Куры и Аракса, Аму-Дарьи, Волги), на речных пойменных террасах, на аллювиальных равнинах и пр. Интенсивность засоления и состав солей закономерно меняются от периферических частей засушливых регионов ко внутренним. Это наглядно видно из табл. 1, составленной В. А. Ковдой (1946).

Таблица 1

Особенности почвенного соленакпления в разных частях засушливых зон

| Участки засушливой зоны | Максимальное количество легко растворимых солей в верхнем горизонте солончака, % | Состав характерных солей  |
|-------------------------|--|---|
| Степи сухие             | 1—3 (5—10)   | $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{NaCl}$ ; $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{CaCO}_3$   |
| Полупустыни             | 5—8 (5—10)   | $\text{NaCl}$ ; $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{CaCO}_3$         |
| Пустыни . . .           | 15—25 (10—15)  | $\text{NaCl}$ ; $\text{NaNO}_3$ ; $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{CaCO}_3$ |

Примечание. Жирным шрифтом показана преобладающая соль. В скобках дано содержание  $\text{CaCO}_3$ .

Таким образом, в степях, по периферии засушливых зон засоление незначительно, от 1—1,5 до 3,0%, а в составе солей преобладают карбонаты кальция. В полупустынях засоление подымается до 5—8% и на передний план выступает гипс. В пустынях засоление достигает 15—25%, а главным компонентом становится галит. Эта последовательная смена характера засоления хорошо видна также на карте (фиг. 9). «Самые верхние, наиболее засоленные горизонты солончаков в пустынях, достигающие мощности 10—20 см, зачастую на 60—70% состоят из различных солей: 15—25% легко растворимых солей, 20—40% гипса и 10—15% углекислого кальция» (Ковда, 1946, т. 1, стр. 75).

Поскольку на терригенно-минералогический состав обломочных пород в солончаках накладывается много солей и они, кроме того, длительно пропитаны соленой водой, естественно возникает вопрос: не происходит ли при этом каких-либо специфических изменений состава хотя бы наиболее дисперсной части их — глинистых минералов? Вопрос этот еще не изучен с должной обстоятельностью, но все же два факта здесь должны быть отмечены. И. Д. Седлецким была описана из содовых солончаков специфическая гидрослюда — гедройцит, богатая натрием (вместо калия), а М. А. Ратеевым констатировано большое развитие сепиолитов в нескольких пробах солончаковых глин. Эти находки доказывают, что прогрессирующее осолонение солончакового горизонта, по видимому, сопровождается частью переработкой исходных гидрослюдов, переходом части их из калиевых в натриевые, частью же новообразованием магнезиальных силикатов. Но насколько интенсивно протекают эти процессы трансформации и генерации новых минералов — установить пока нельзя. Уточнение этого — дело будущего.

Так как засоление осуществляется главным образом легкорастворимыми солями, то солончаки оказываются устойчивыми лишь при достаточно сухом климатическом режиме, способном длительно сохранять твердые солевые фазы. При увлажнении климата начинается промывание солончаков и их рассолонение — солончаки сменяются солонцами, а потом солодями. Засолоненная терригенная порода, лишаясь солей, как бы переходит в свое прежнее состояние. Однако этот возврат лишь кажущийся. Работы почвоведов показали, что при этом происходит существенное изменение коллоидной части пород и глинистых минералов и реально порода после рассолонения уже не та, что была до осолонения. В целом, следовательно, засоление и последующее рассолонение меняют исходный осадок (породу) необратимо и в тем большей степени, чем богаче она глинистыми минералами и коллоидными компонентами.

## 5. ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Как и на площадях гумидных зон, в областях засушливых осадки начального этапа аридного литогенеза образуют естественные ассоциации — аридные формации. Необходимыми и вместе достаточными условиями для их возникновения являются: 1) длительное сохранение на более или менее значительном участке аридной зоны однотипного в плане тектонического режима и 2) длительное же поддержание в областях седиментации однотипных ландшафтно-климатических условий.

Мы не можем сейчас обсуждать аридные формации в полном их наборе, так как для этого необходимо предварительный анализ химико-биогенного и химического осадкообразования (что будет сделано ниже), поэтому мы остановимся пока лишь на тех их представителях, которые слагаются терригенными породами. В табл. 2 дана их общая классификация и номенклатура.

Сопоставляя этот перечень аридных терригенных формаций с классификацией формаций гумидных, данной в 1 томе монографии (стр. 90), не-

## Фациальные типы терригенных формаций начального этапа аридного литогенеза

| Группы формации                              | Типы формаций   | Ряды формаций |  |                                     |                   |
|--|---|---------------|--|-------------------------------------|-------------------|
|  |   | Платформенный | Геосинклинальный в стадии нормального режима | Геосинклинальный в стадии замыкания |                   |
|  |   |               |  | Предгорные прогибы                  | Межгорные впадины |
| I. Внутриконтинентальные                     | 1. Формации аридных равнин (эпейрогенные)                                     | +++           | —  | —                                   | —                 |
|  | 2. Формации межгорных впадин (континентальные молассы, орогенные)             | ++            | +?   | —                                   | +++               |
| II. Параличские на наклонных к морю равнинах | 3. Эпейрогенные, вдали от формирующейся горной цепи                           | +             | +?   | —                                   | —                 |
|  | 4. Орогенные, вблизи формирующейся горной цепи                                | +             | —  | +++                                 | ++++              |
| III. Морские                                 | а. Эпейрогенные   |               |  |                                     |                   |
|  | 5. Формации морей с умеренно расчлененным водосбором (терригенно-карбонатные) | ++            | ++   | —                                   | —                 |
|  | б. Орогенные  |               |  |                                     |                   |
|  | 6. Флишевые и флишеподобные   | —             | +++  | +++                                 | +?                |
|  | 7. Морские молассовые формации  | —             | —  | +++                                 | +++               |

трудно убедиться в их полном совпадении. *Никаких новых специфически аридных формаций на начальном этапе аридного литогенеза не возникает, по крайней мере, среди терригенных комплексов.* Это и не удивительно, ибо на начальном этапе аридного литогенеза вся ландшафтно-тектоническая и физико-химическая обстановка еще достаточно близка к условиям образования терригенных формаций гумидных зон. Но все же при более глубоком анализе вещественного состава терригенных аридных формаций можно заметить некоторые характерные их отличия от состава их гумидных аналогов. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим кратко некоторые из перечисленных формаций, главным образом те, которые понадобятся нам в дальнейшем изложении.

*Формации аридных равнин* представляют собою комплексы обычно красноцветных или пестроцветных песчано-алевритово-глинистых пород, более или менее карбонатных, часто с пропластками сульфатов (засоление), иногда с прожилками галита, а чаще с отпечатками или отдельными кристаллами его. Песчаники и алевриты обычно полимиктовые или мезомиктовые; для них характерна косая слоистость золотого типа или типа временных потоков; в глинах часты трещины высыхания, глиняные гальки и свернутые в трубочки глиняные листки (следы такыров). Органических остатков нет, либо они крайне редки. Мощность — десятки метров, иногда до 200—700 м. Примером являются красноцветные толщи  $D_2^1$  и  $D_3^2$  Главного девонского поля, красноцветы татарского яруса Русской платформы и др. Все это осадки равнинных частей засушливых зон, частью озерные, частью аллювиальные, но в большой степени переработанные ветром. Строение формаций пестрое, без закономерных изменений по простиранию и вкрест его. Формация аридных равнин — аналог

формации гумидных равнин, но разные климатические условия обусловили совершенно разный фациальный, петрографический и геохимический их облик. Это сказалось: в ином терригенно-минералогическом составе формаций — полимиктовости, иногда мезомиктовости песчано-алевритовых пород вместо олигомиктового (кварцевого) состава в гумидных формациях; в отсутствии каолиновых глин и в полном выключении коры химического выветривания и руд Fe — Mn — Al, в отсутствии накоплений органического вещества в виде углей и т. д.

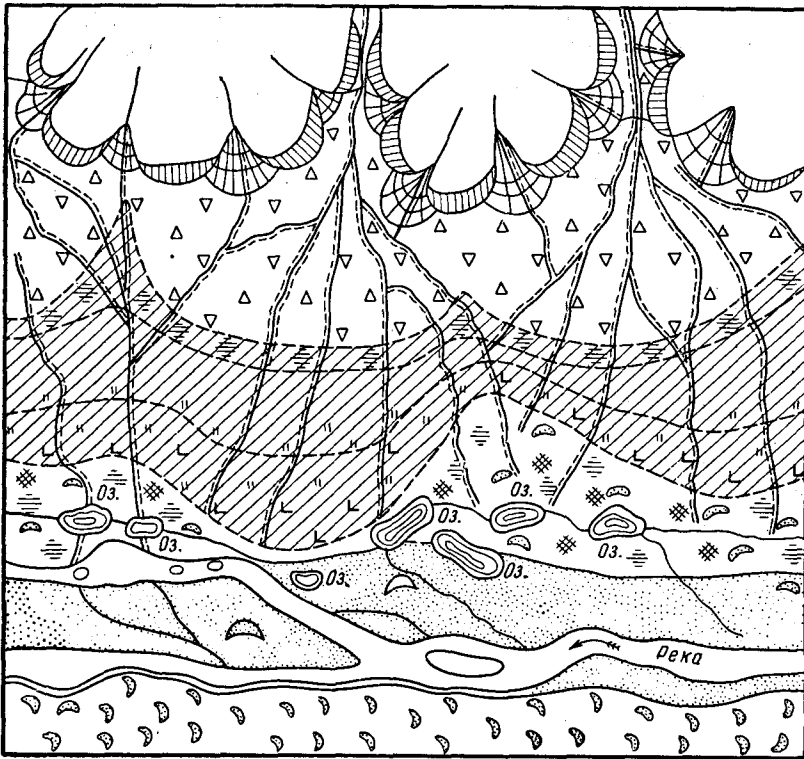
*Терригенная формация межгорных котловин аридной зоны* представляет собою мощное (во много сотен и в тысячи метров) накопление весьма разнообразных обломочных пород, начиная от щебенчатых и кончая тонкозернистыми, глинистыми. Окраска их пестрая, по большей части красная, малиновая, буро-красная, но прослоями также и серая, зеленая, желтая и пр. Обломочные породы — типично полимиктовые, глины — гидрослюдисто-монтмориллонитовые, иногда с магнезиальными силикатами. По периферии котловин это отложения пролювиальных конусов выноса, часто мощных; в средней части — осадки либо реки с серией незначительных озер в долине (тип современной ферганской депрессии), либо большого озера (тип современной Иссыккульской депрессии). Породы карбонатизированы, часто сульфатизированы; среди них встречаются небольшие линзовидные накопления солей (остатки грунтового засоления или небольших озер). Изредка в этой необычной обстановке встречаются небольшие углистые прослойки — следы локальных торфяников на выходах грунтовых вод, приуроченных к периферии конусов выноса. На поперечных разрезах через формацию строение ее обычно более или менее ясно выраженное линзовидное с тяготением более грубозернистых пород к периферическим частям макролинзы, а более тонких — к ее средним участкам. Диаграмма строения современных осадков у подножий горных хребтов, конструированная В. И. Поповым (фиг. 10), помогает понять строение аналогичных древних формаций. Опять видим, в сущности, повторение того же типа, состава и структуры, какие свойственны межгорным гумидным формациям. Сходство в данном случае даже еще более выражено, ибо обломочные породы в обоих случаях полимиктовые. Главные различия в том, что угольные пласты, столь типичные для гумидных межгорных формаций, в аридных отсутствуют; от них остаются редкие тончайшие углистые примазки. Зато породы обогащаются карбонатами, а иногда в отдельных горизонтах засоляются. Подавление редукционных процессов из-за малого содержания в осадках органического вещества вызывает часто пеструю и красноцветную окраску всей формации в целом, либо отдельных ее горизонтов. *Специфика аридной обстановки, не меняя основного содержания формации, все же и в данном случае придает ей ясно выраженные индивидуальные черты, отличающие ее от облика формации гумидной.*

*Аридные паралитические формации* распространены относительно мало. Представителями их орогенных разностей являются красноцветные уфимские отложения Русской платформы и их аналоги в казанский век. Эпейрогенную же разность демонстрирует лента ордовичских красноцветов по периферии Иркутского амфитеатра.

Петрографически и фациально эти комплексы мало отличаются от одноименных гумидных формаций: та же полимиктовость, чередование в разрезе морских и континентальных осадков, хорошо выраженная цикличность, наконец, асимметрическое строение формации с тяготением континентальных формаций к верхней границе наклонной к морю поверхности, а морских — к нижней ее границе. Отличия касаются лишь деталей состава: преимущественной пестроцветности аридных аналогов, распространенности в них карбонатного цемента, отсутствия углей.

Что касается *морских терригенных формаций* начального этапа арид-





Фиг. 10. Строение современных осадков межгорных впадин аридных областей (по В. И. Попову, 1950 г.)

- 1 — границы поясов; 2 — границы зон и подзон; 3 — щебневые и галечные осадки; 4 — лессы и лессовидные породы; 5 — луга; 6 — болота; 7 — гипсоносные осадки; 8 — соленосные осадки; 9 — веерно-потоковые гравий, пески, алевриты; 10 — равнинно-долинные пески и алевриты; 11 — ветровые пески; 12 — склоновые шлейфы, осыпи, делювий; 13 — селевые выносы; 14 — долинные потоковые галечники

ного литогенеза, то их признаки становятся настолько сходными с признаками гумидных терригенных формаций, что различие их делается в ряде случаев весьма трудным. Классическим примером могут служить флишевые отложения. Как явствует из недавних работ И. В. Хворовой (1956, 1961), хотя верхнекарбонный и нижнепермский флиш южной части предуральяского прогиба заведомо отлагался в аридной зоне, в его составе и строении нет ясных отличий от состава и строения терригенного флиша других мест, отличавшихся климатом гумидным, например — эоценового флиша Альп, нижнемелового флиша Карпат и др.

Из сказанного следует, что индивидуальные признаки аридных терригенных формаций наиболее ярко проступают во внутриконтинентальной, формационной группе, слабее — в паралической и совсем слабо — в морской. Это и естественно, ибо климатические различия осадкообразования вообще наиболее ярки в континентальных условиях и наиболее приглушены — в морских.

## 6. О СПЕЦИФИКЕ ТЕРРИГЕННОГО ПОРОДОБРАЗОВАНИЯ НАЧАЛЬНОГО ЭТАПА АРИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Резюмируя изложенное, нетрудно видеть, в чем состоит специфика терригенного осадкообразования начального этапа аридного литогенеза сравнительно с гумидным.

1. *Аридные терригенные породы и формации резко обогащены  $\text{CaCO}_3$  обычно в такой мере ( $> 5\%$  до  $15-20\%$ ), что породы, собственно говоря, переходят, как правило, уже в группу терригенно-аутигенную.* Вместе с тем из-за малого содержания органического вещества редукционные процессы в породах подавлены, что влечет за собою развитие и часто господство красноцветных и пестроцветных окрасок. Отдельные горизонты формаций засолены или загипсованы, отчасти под действием грунтовых вод, отчасти из-за включения седиментационного галита и гипса в незначительных, кратковременно существовавших, соляных озерах.

2. *Терригенные минералы в песчано-алевритовых породах и их ассоциации те же, что в одноименных породах гумидных зон, но количественное развитие разных минеральных типов неодинаково.* Наиболее распространены полимиктовые пески и алевриты, реже мезомиктовые, совсем мало олигомиктовые; при этом полимиктовые встречаются не только среди формаций межгорных впадин, но и равнин. Генезис мезомиктовых и олигомиктовых песчаников и алевритовых в гумидных поясах и аридных областях также существенно различен. Гумидные терригенные породы, обогащенные кварцем (мезо- и олигомиктовые), являются в подавляющем большинстве случаев образованиями первичными, свойственными площадям достаточно вялого тектонического режима и интенсивного химического выветривания; последнее, собственно говоря, и формирует непосредственно олигомиктовость. Лишь редко в гумидных зонах возникают олигомиктовые пески унаследованные, вторичные, полученные простым размывом и перетолжением более древних первичных кварцевых пород. *В аридной зоне обогащение кварцем до стадии мезомиктовых, а тем более олигомиктовых, песков и алевритов есть всегда явление унаследованное, возникшее за счет перемыва древних первичных кварцевых гумидных пород.* На это обстоятельство до сих пор не обращалось внимания. Между тем разный механизм обогащения кварцем пород гумидных и аридных совершенно несомненен и вытекает из всего того, что известно сейчас о генезисе полимиктовых, мезомиктовых и олигомиктовых песков и алевритов (см. том II, гл. II).

3. Среди глинистых аридных пород отсутствуют чистые накопления каолинита и галлуазита; эти минералы встречаются лишь в виде примесей; зато распространены почти чистые накопления магниезиальных глинистых минералов (сепиолита, палыгорскита); эти же минералы часто образуют более или менее заметную примесь в глинах; в целом диаграммы состава гумидных и аридных глин представляют собою как бы зеркальные отражения одна другой (см. фиг. 2B).

Генетический смысл обогащения глин каолинитом и галлуазитом в гумидных зонах также существенно иной, сравнительно с областями аридными. В первых каолинообразование (и галлуазитообразование) — первичный процесс, коррелятивно связанный с образованием кварцевых накоплений. Во вторых — каолинит и галлуазит унаследованы, перетолжены из более древних гумидных толщ, размываемых на водосборных площадях. Накопление магниезиальных минералов в аридных глинах, напротив, является первичным процессом, специфическим для засушливых областей.

## Глава II

### НАКОПЛЕНИЯ Cu — Pb — Zn, ИХ ГЕНЕЗИС И РАЗМЕЩЕНИЕ В АРИДНЫХ ОБЛАСТЯХ

Обратимся теперь к аутигенной седиментации в мало минерализованных бассейнах засушливых поясов. Как и в гумидных зонах, седиментация эта складывается из некоторого числа *моноклиматических, специфически аридных* отложений и из *биклиматических*, возникавших также и в условиях влажных климатов. К первой группе относятся осадочные руды Cu — Pb — Zn, с сопутствующими им элементами Cd, Ag, As, Sb, Au, Pt и др., ко второй — накопления P — CaCO<sub>3</sub> — MgCO<sub>3</sub> — SiO<sub>2</sub> и органического вещества в виде морских горючих сланцев. Рассмотрим вкратце обе эти группы.

#### 1. КРИТЕРИИ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ РУД Cu — Pb — Zn И ИХ ПРИМЕРЫ; ПРИУРОЧЕННОСТЬ К АРИДНЫМ ОБЛАСТЯМ

Как известно, до недавнего времени все месторождения свинца, цинка и очень многие меди считались гидротермальными. Однако ряду зарубежных (Шнейдерхен и др.) и советских исследователей и в первую очередь М. М. Константинову (1951, 1952, 1954, 1960), В. М. Попову (1955<sup>1,2</sup>, 1957, 1959 и др.) и В. С. Домареву (1948, 1949, 1958) удалось показать, что среди множества месторождений этих металлов имеется серия таких, которые по своим геологическим особенностям никак не могут считаться связанными с магмой, но являются настоящими осадочными. Основные особенности этих месторождений следующие.

1. *Все они строго стратифицированы*, т. е. подчинены определенному, иногда весьма небольшому по мощности, горизонту осадочных пород, выдерживаясь при этом на больших пространствах, измеряемых километрами, десятками и даже первыми сотнями километров по простиранию, десятками и сотнями квадратных километров по площади. Иногда рудоносной и строго выдержанной оказывается лишь небольшая по мощности часть стратиграфического горизонта до 1 м и даже 0,5 м. При этом горизонты, вмещающие оруденение, представлены породами, которые по химическому составу, структуре, текстуре и физико-механическим свойствам (пористость, трещиноватость) не отличаются от нерудоносных; иначе говоря, *стратиграфический контроль оруденения не может быть объяснен особыми свойствами вмещающих руду пород*.

2. *Распределение рудных тел, как правило, не зависит от складчатых или разрывных структур*. Они встречаются как на сложно дислоцированных участках месторождения, так и на спокойно залегающих, вблизи разрывов и вдали от них. Детальное изучение разрывной тектоники,

как правило, приводит к заключению, что *сеть дизъюнктивных нарушений послерудная*.

3. *Пространственная связь рудных тел с интрузивными породами, когда они вообще имеются по соседству с месторождением, отсутствует*. Руды встречаются и в непосредственной близости от интрузий и вдали от них, причем характер минерализации не меняется. Во многих случаях интрузивных тел, с которыми можно было бы гипотетически связать оруденение, вообще нет ни вблизи, ни вдали — на десятки и сотни километров.

4. *Рудоносные горизонты, как правило, не несут никаких признаков «горячего» метаморфизма под влиянием интрузий и гидротермальных вод*. Когда же в рудных полях все же появляются настоящие гидротермальные жилы с оруденением, несколько сходным со стратифицированными рудами, детальное сопоставление этих образований вскрывает их существенные геохимические различия, как это было, например, показано Е. Л. Абрамович (1957) для свинцовых руд Калкан-ата (в Приташкентском районе) и А. М. Лурье (1960) для Сумсарского свинцового месторождения.

5. *Для немногих пока свинцовых месторождений СССР А. И. Тугариновым (1957) было показано путем изучения изотопного состава свинца, что абсолютный возраст свинца укладывается в рамки абсолютного возраста рудовмещающих пород и значительно старше возраста предположительно «материнских» интрузий*.

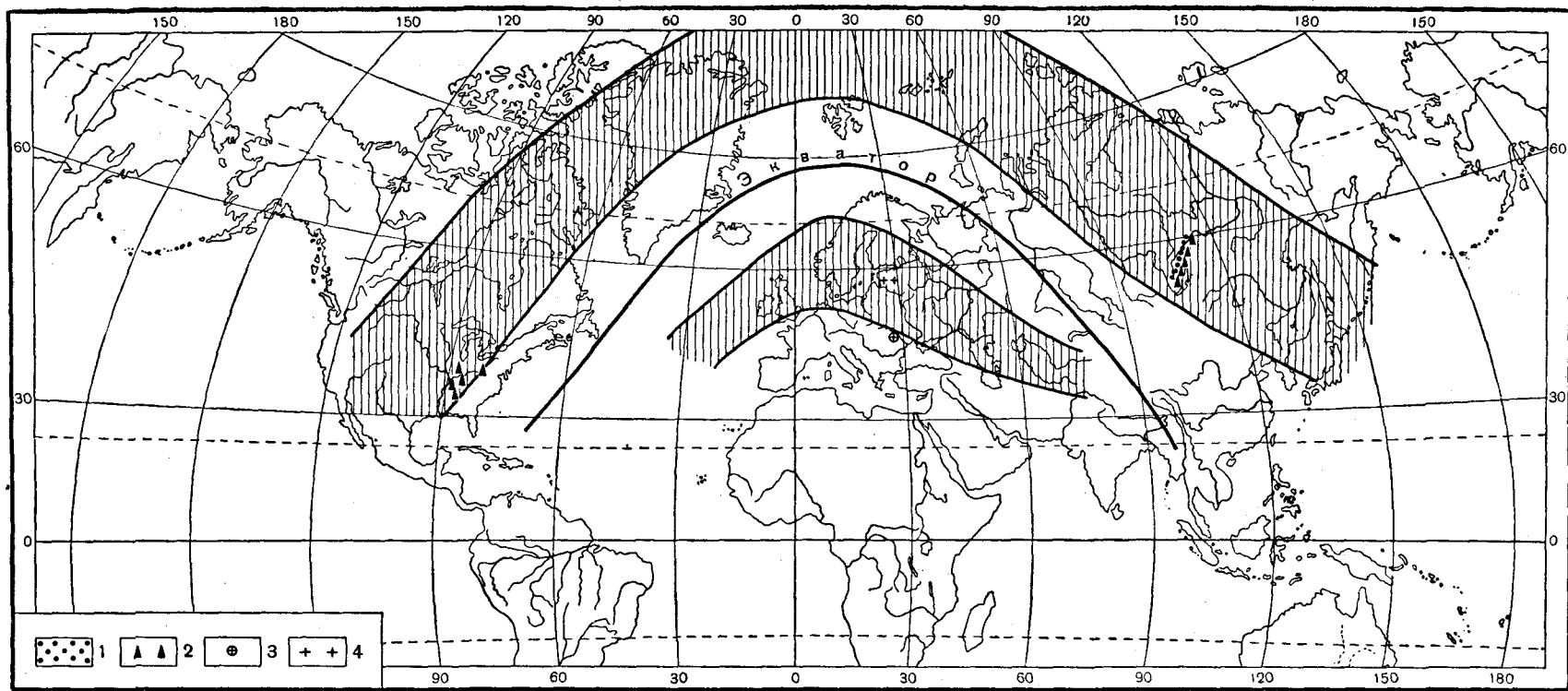
Ни одна из указанных особенностей стратифицированных месторождений  $Pb - Zn$  и  $Cu - Pb - Zn$ , взятая порознь, ни тем более их совокупность не объяснима с точки зрения гидротермальной гипотезы, но становятся понятными и, так сказать, сами собою разумеющимися при толковании месторождений в качестве нормально-осадочных. Вот почему гипотеза осадочного генезиса стратифицированных руд  $Zn - Pb - Cu$ , особенно пропагандированная М. М. Константиновым и В. М. Поповым, приобретает все большее число сторонников, к числу которых относится и автор настоящей монографии.

Так как, однако, эта гипотеза пока не стала общепризнанной и генезис отдельных месторождений еще недостаточно ясен, целесообразно перечислить те из месторождений, которые автору представляются бесспорно, либо весьма вероятно осадочными.

*Для меди* эти месторождения следующие: Ленское (на Сибирской платформе), Приуральские, Мансфельдское, в Киргизском хребте, Мангышлакское, Артемовское, Джезказганское, пермские и юрские руды в штатах Аризона, Эйдахо, Юта, Колорадо и в Боливии, Южном Манчестере, Дюргеме и др.

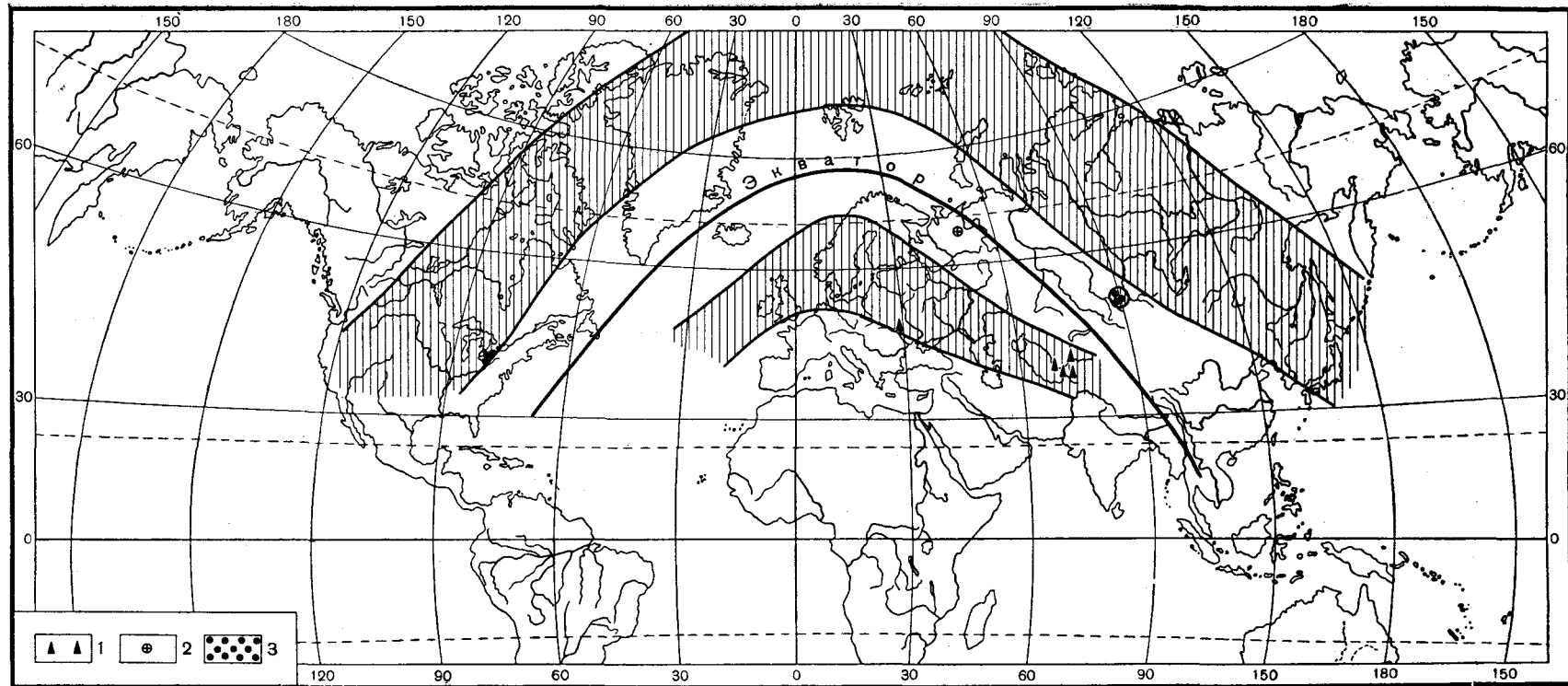
*Для свинца и цинка*: Калкан-ата (в Приташкентском районе), Сумсарское (в Чаткальском хребте), Джергаланское (Терской Алатау), Западно-Прибалхашское, Трускавецкое, Верхнесилезское, Нижнесилезское, Артемовское (в Донбассе), г. Богдо.

Зачисляя все эти месторождения в осадочные и подходя к ним с точки зрения учения о типах литогенеза, мы, естественно, сейчас же должны спросить: являются ли руды  $Cu - Pb - Zn$  биклиматическими или мноклиматическими? И если справедливо последнее, то относятся ли они к числу гумидных или аридных? Чтобы ответить на эти вопросы, я нанес на палеоклиматические карты ордовика, среднего девона, нижнего карбона, перми, триаса, юры и мела, палеогена и неогена вышеуказанные месторождения (фиг. 11—17). Оказалось, что *почти без всяких исключений все осадочные месторождения  $Pb, Zn, Cu$  легли строго в пределы аридных зон*. В тех же единичных случаях, когда рудные точки выходят за контуры аридных зон, причиной может служить либо недостаточная точность в проведении границ зон, либо заметная стратиграфическая разница руд



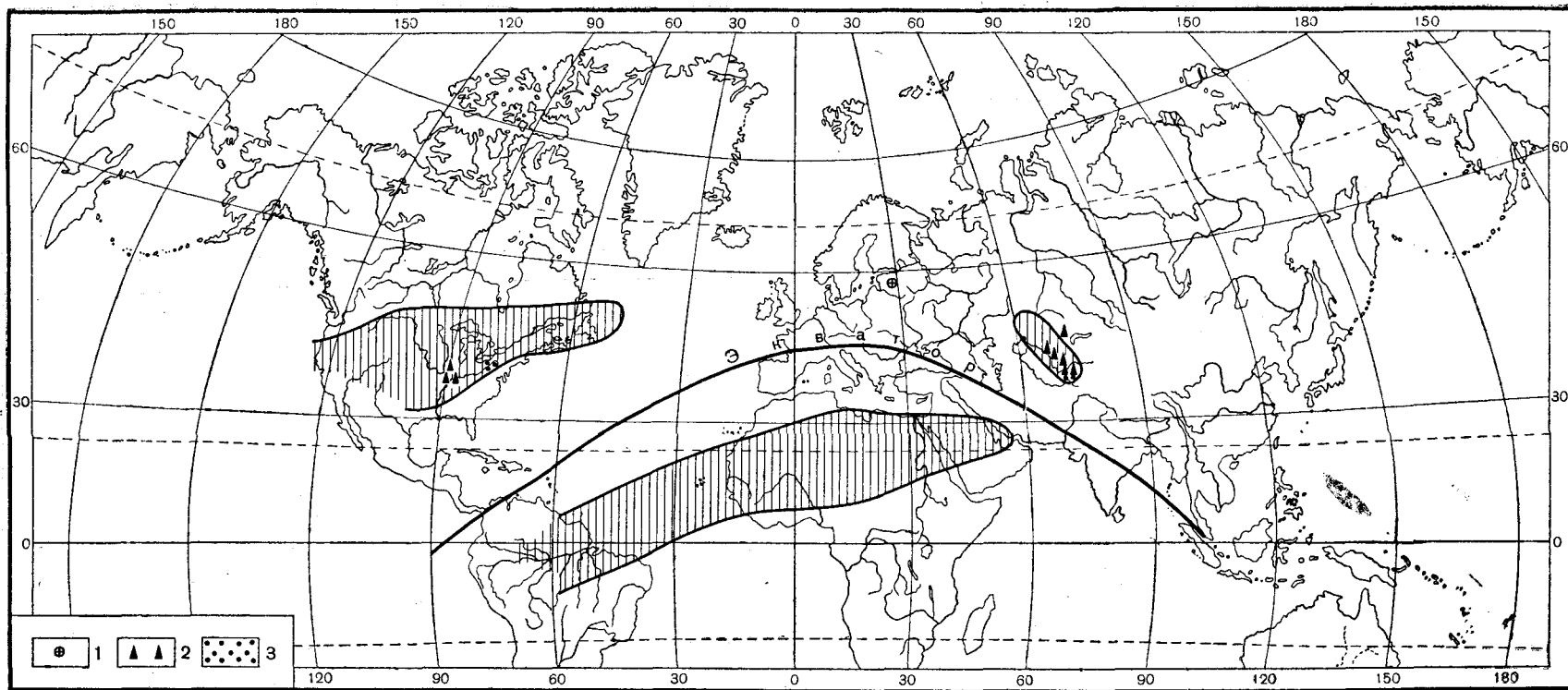
Фиг. 11. Климатическое размещение руд  $\text{Cu}-\text{Pb}-\text{Zn}$  в каледонском этапе.

1 —  $\text{Cu}$ -руды; 2 —  $\text{Pb}-\text{Zn}$ -руды; 3 — руды  $\text{Pb}-\text{Zn}$  в кембрии; 4 — рассеянный  $\text{Pb}$ . Здесь и на фиг. 11—17 заштрихованы аридные области.



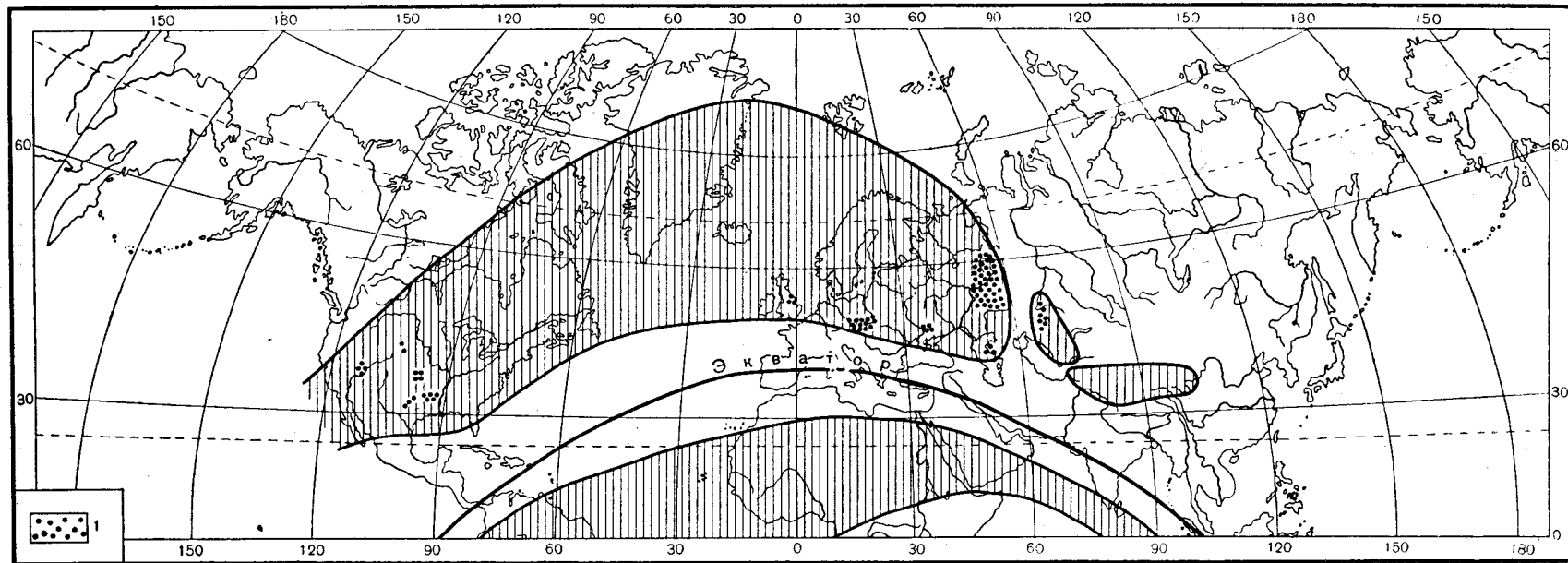
Фиг. 12. Климатическое размещение руд Pb — Zn в нижнем и среднем девоне.

1 — Pb — Zn-руды; 2 — рассеянная меденосность; 3 — медистые песчаники.



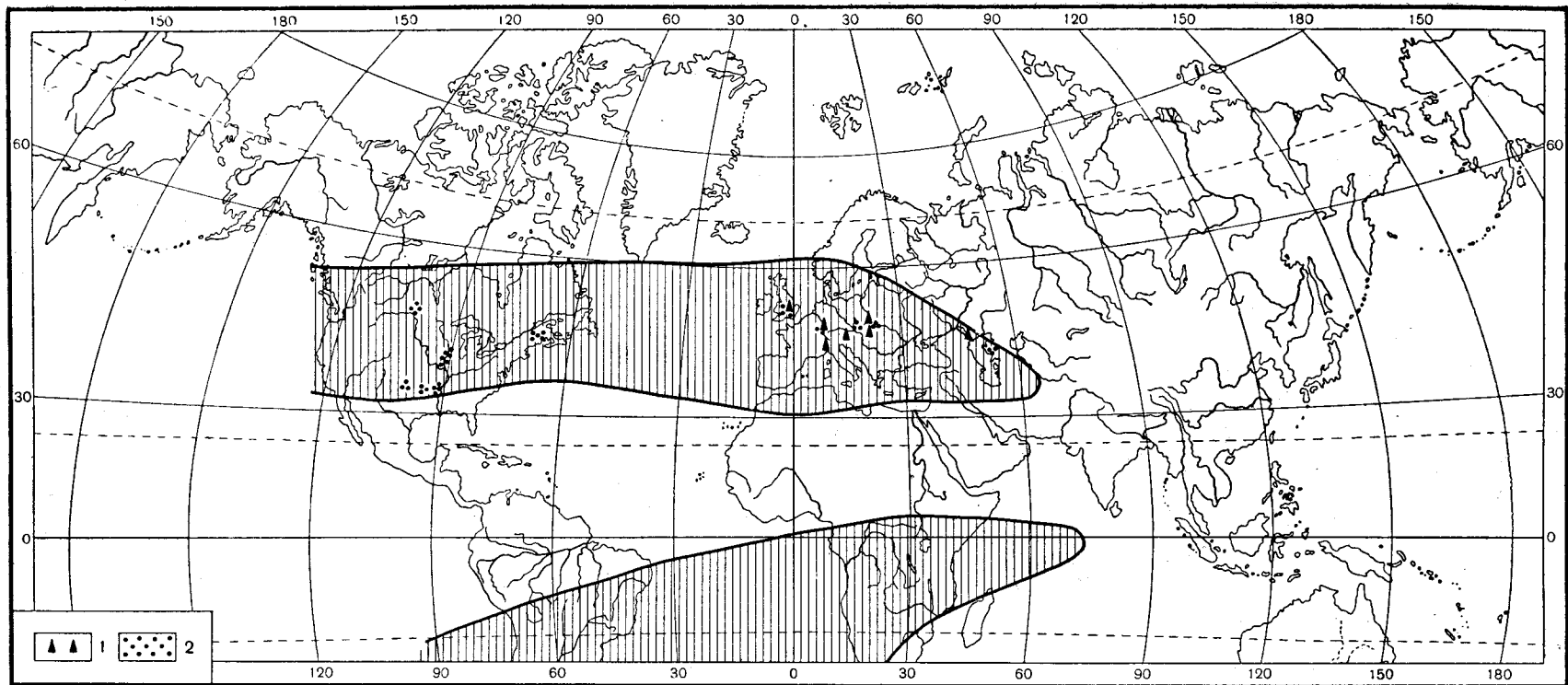
Фиг. 13. Климатическое размещение руд  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  в нижнем карбоне.

1 — зараженность  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ ; 2 — руды  $\text{Pb} - \text{Zn}$ ; 3 — руды  $\text{Cu}$ .



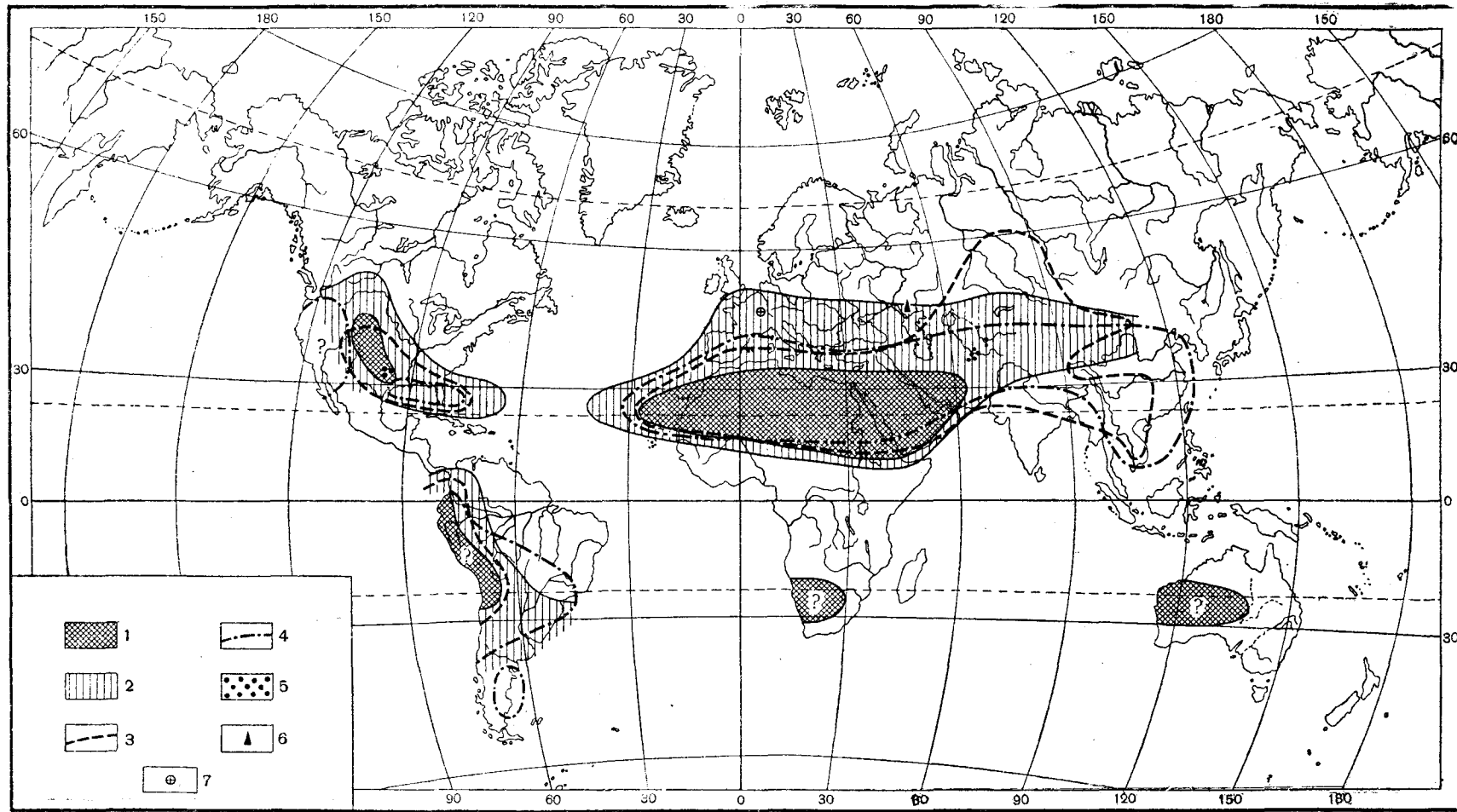
Фиг. 14. Климатическое размещение руд  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  (черные точки) в верхнем карбоне и перми.





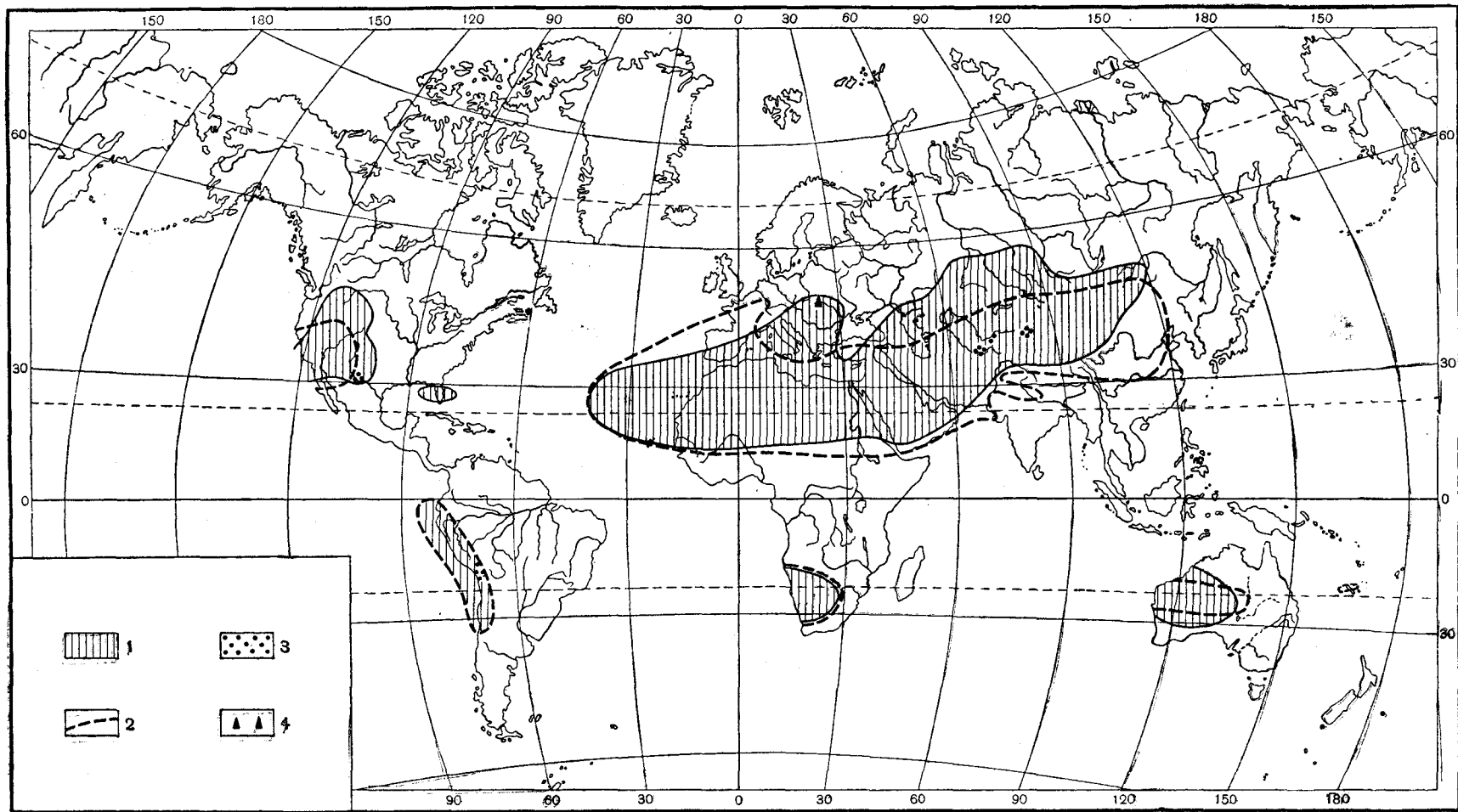
Фиг. 15. Климатическое размещение руд Cu — Pb — Zn в триаде.

1 — Pb — Zn-руды; 2 — Cu-руды.



Фиг. 16. Климатическое размещение руд  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  в юре и в мелу.

1 — аридные области в  $\text{J}_{1+2}$ ; 2 — прирост аридных областей в  $\text{J}_3$ ; 3 — границы аридных областей в  $\text{Cr}_1$ ; 4 — границы аридных областей в  $\text{Cr}_2$ ; 5 — медистые песчаники; 6 —  $\text{Pb} - \text{Zn}$ -руды; 7 — слабое заращение  $\text{Pb} + \text{Zn}$ .



Фиг. 17. Климатическое размещение руд Cu — Pb — Zn в кайнозое.

1 — аридные области неогена; 2 — границы аридных зон в палеогене; 3 — руды Cu; 4 — руды Pb—Zn.

относительно горизонта, избранного для составления палеоклиматической карты. Поскольку невязки все же единичны, а попадания рудных месторождений в аридные зоны — массовы, можно принять, что *накопления Pb — Zn — Cu являются типичными моноклиматическими и, в частности, аридными образованиями.*

Полноты ради подчеркнем еще два других обстоятельства. *Нужно строго отличать рудные накопления Pb — Zn — Cu от некоторой зараженности пород этими элементами, проявляющейся в наличии единичных кристаллов галенита, сфалерита и халькопирита в песчаных, алевроитовых, глинистых и карбонатных породах.* Такого рода «заражение», как выясняется сейчас, распространено довольно широко и встречается в отложениях как аридных, так и гумидных зон, т. е. является типично биклиматическим. Рудные же концентрации тех же элементов климатически значительно более узки — встречаются в аридных зонах.

В то же время в широком спектре аридных пород руды Pb — Zn — Cu никогда не залегают среди ангидритов (гипсов), галититов и тем более калийных солей, но всегда лишь среди песчано-алевритово-глинистых пород и доломитов. Это означает, что *накопления названных элементов в аридных бассейнах возникли лишь на начальной стадии аридного литогенеза, что и заставляет рассматривать их в настоящем разделе монографии.*

Нужно сказать, что такая их позиция впервые правильно была определена еще в 1954 г. М. М. Константиновым, который оперировал в данном случае не положением руд на палеоклиматических картах, а фациально петрографическими особенностями толщ, среди которых локализованы руды Cu — Pb — Zn. «Наиболее часто, — пишет он, — концентрации сульфидов свинца и цинка приурочиваются к моменту перехода от влажного умеренного климата к жаркому засушливому, когда уже явно начинают проступать черты последнего. Диапазон образования концентраций сульфидов меди несколько шире, но также приурочивается ко времени смены климатической обстановки, прогрессивному осолонению бассейнов и т. п.» (Константинов, 1954, стр. 77).

## 2. ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВОЗНИКНОВЕНИЯ МЕДЕНОСНЫХ ТОЛЩ; ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ

На фиг. 18 дано стратиграфическое размещение меденосных толщ на территории СССР и за рубежом (по В. М. Попову, 1956). Как видим, их формирование происходило в истории Земли по существу непрерывно. Имеются лишь два ограниченных промежутка времени, из которых медистых толщ не известно, это — верхний мел и силур; для остальных эпох меденосные отложения установлены, и очень похоже на то, что отсутствие их в силуре и верхнем мелу обязано просто неполноте геологической летописи. Однако распределение меденосных толщ по разным уровням стратиграфической колонки весьма неравномерно. В то время как в кембрии, ордовике, нижнем девоне, верхнем карбоне, верхнем триасе, юре, палеогене медистые толщи представлены единичными месторождениями, в неогене, нижнем триасе и в перми, в среднем и нижнем карбоне, среднем и верхнем девоне они встречаются массово и на очень разных участках литосферы. *Можно говорить поэтому о своего рода меденакопляющих эпохах и эпохах ослабленного образования осадочных медных месторождений; порою этот процесс практически приостанавливался. Медеобразующих эпох было пять: одна из них охватывает конец кембрия и начало ордовика, другая — средний и верхний девон, нижний и средний карбон, третья — пермский период и нижний триас, четвертая — нижний мел, пятая — неоген. Слаборудными (порою вовсе безрудными) были промежуточные времена. Учитывая тектоническое положение меденосных*

|    |  |   |
|----|--|---|
| Ng | 1 2 3 4                                  | 1-Научат (Сев. Фергана); 2-Центр. Тянь-Шань; 3-Южно-Таджикская депрессия;<br>4-Кашгария (Син-цзян); 5-Мексика   |
|    | 5  |   |
| Pg | 1 2                                      | 1-Коро-Коро (Боливия); 2-Приаралье  |
|    |  |   |
| Gr | 1 2 3                                    | 1-Вост. Фергана; 2-Алтайский хр.; 3-Южно-Таджикская депрессия   |
|    |  |   |
| J  | 1  | 1-Колорадо  |
|    |  |   |
| T  | 13                                       | 1-Ю. Манчестер; 2-Лотарингия; 3-Рейнская обл.; 4-Маньшляк; 5-Китай (пров. Сигуань, В. Юннань, Гуйчжоу); 6-Нов. Мексика; 7-Аризона; 8-Юта; 9-Колорадо; 10-Коннектикут; 11-Нью-Джерси; 12-Австралия (Нов. Южн. Уэллс); 13-Бавария   |
|    | 7 8 9 10 11 12                           |   |
| P  | 2 3 4 5 6<br>1 6 9 10<br>14 7 8 11 12 13 | 1-Донбасс; 2-Зап. Приуралье; 3-Маньшляк; 4-Индерский р-н; 5-Центр. Казахстан<br>6-Мансфельд; 7-Дюргем (Англия); 8-Вестфалия; 9-Сев.-вост. Богемия; 10-Нижн. Силезия; 11-Китай (пров. Сигуань, В. Юннань); 12-Нов. Мексика; 13-Аризона, Техас, Оклахома, Колорадо, Эйдахо; 14-Нов. Скочия (Канада) |
|    |  |   |
| C  | 11                                       | 1-Хр. Кетмень; 2,3,4-Киргизский хр.; 5-Джержаланский хр.; 6-Атбасарский р-н;<br>7-Терсаканский р-н; 8-Джезказган; 9-Бетпадала; 10-Брумсвилл; 11-Аризона   |
|    | 8 9 10<br>6 7                            |   |
| D  | 1 2 3 4 5                                | 1-Подолія; 2-Пенсильвания; 3-Минусинская котловина; 4-Печорский край;<br>5-Казахстан (Атбасарский, Терсаканский, Аргалатакский, Улутавский, Джезказганский, Верхнеишимский, Верхнечидерский районы)   |
|    | 2 4 5<br>3                               |   |
| S  | 1  |   |
|    |  |   |
| O  |  | 1-Усть-хутская свита Ленского р-на  |
|    | 1  |   |
| St | 1 2                                      | 1-Усольская свита Ленского р-на, 2-Верхнеленская свита Ленского р-на  |
|    |  |   |
| St | 1  |   |
|    |  |   |
| St | 1 2 3                                    | 1-Родезия; 2-Катанга; 3-Удокан  |
|    |  |   |

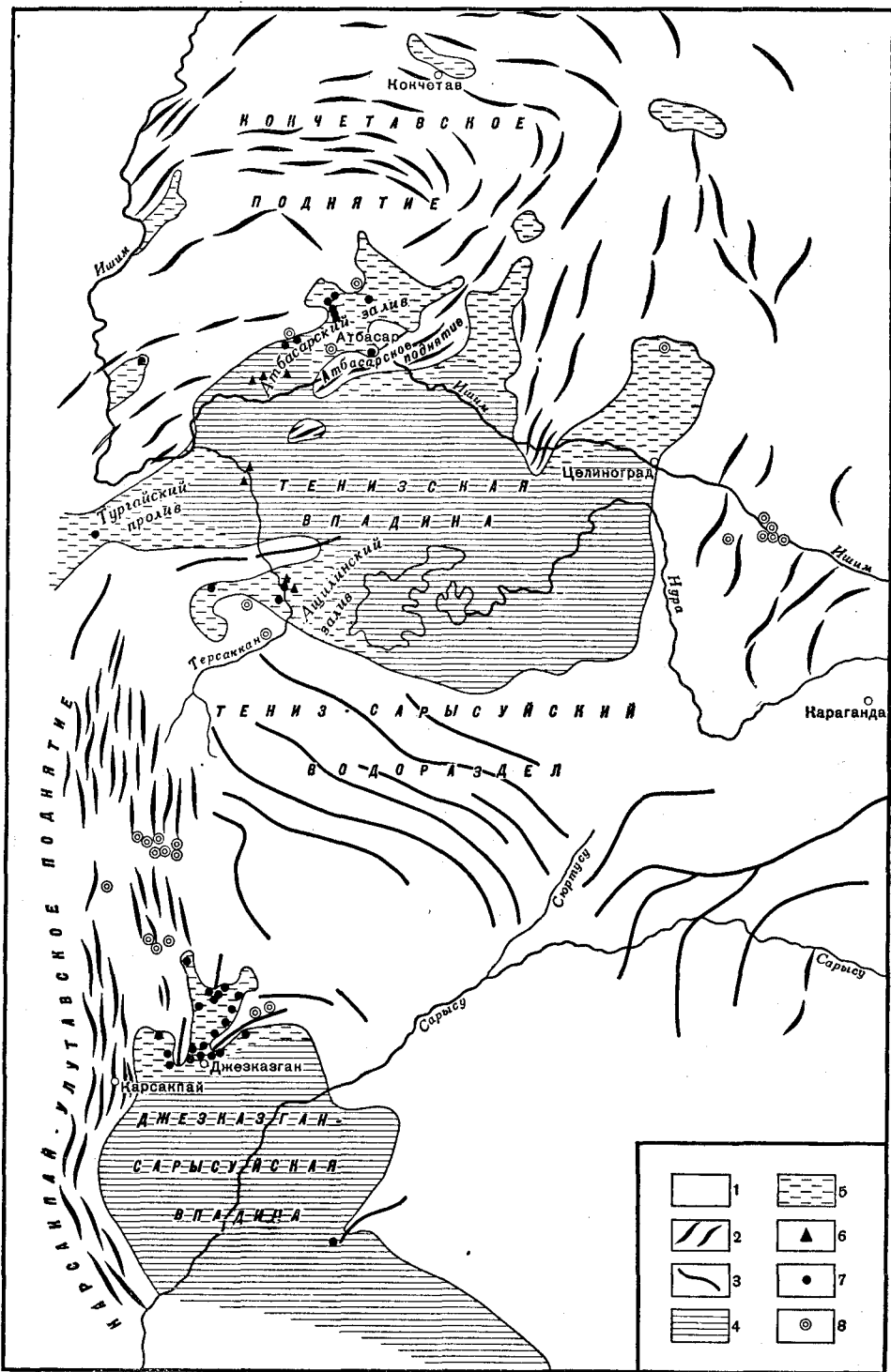
Фиг. 18. Стратиграфическое размещение осадочных медных месторождений (по В. М. Попову, 1956 г., с некоторыми изменениями).

толщ, а также характер тектонической жизни меденаносящих территорий в эпохи рудообразования, нетрудно прийти к заключению, что медистые песчаники образуются, как правило, во время или тотчас после крупных горообразовательных эпох в пределах складчатых зон или на прилегающих к ним частях платформ (Сапожников, 1948). Иначе говоря, медистые толщи формировались на фоне достаточно активного тектонического режима.

Это обстоятельство и предопределило как большие мощности толщ, так и петрографический тип рудоносных пород.

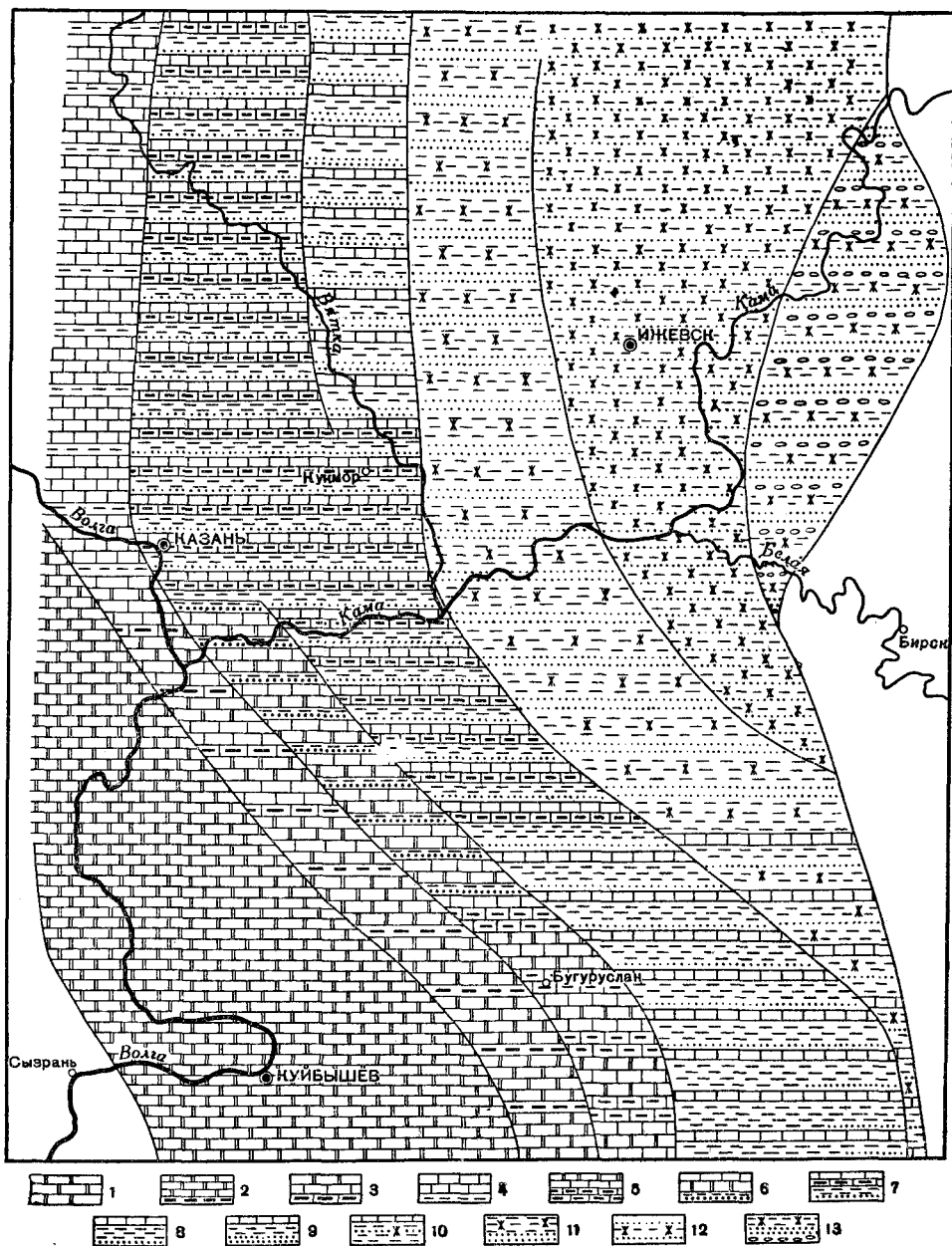
Петрографический состав меденосных толщ разнообразен. Преобладающую часть их слагают песчаники и алевролиты, которым подчинены глины или аргиллиты, а также тонкие прослои детритусовых и пелитоморфных известняков; встречаются также внутриформационные конгломераты. Обломочные породы всегда принадлежат ярко выраженному полимиктовому типу и обычно содержат большое количество обломков эффузивных пород, а также полевошпатовых зерен; глинистые породы сложены главным образом гидрослюдами с примесью монтмориллонита. Постоянно подчеркиваемой особенностью всех пород является их повышенная карбонатность, что типично для образований аридных зон; карбонаты представлены кальцитом и доломитом и слагают цемент пород. Окремнение встречается редко. Породы окрашены чаще всего в красные (кирпично-красные, буро-красные, иногда фиолетовые) цвета, но всегда присутствуют и сероцветные разности, то в резко подчиненных количествах, то слагая до половины всей мощности толщи; в этих случаях расцветка толщи становится пестрой. Несмотря на интенсивную красную окраску пород, содержание железа в них находится на обычном кларковом уровне, но оно нередуцировано из-за ничтожного содержания органического вещества (немногие сотые доли процента). В сероцветных прослоях содержание железа то же, что и в красных, но железо редуцировано заметным количеством органического вещества, присутствующего то в виде макрообрывков листьев и ветвей растений, то в виде мелкого детритуса, то, наконец, в виде микроскопических включений, спор и пыльцы.

Аридные формации, в состав которых входят меденосные толщи, по фациальному типу своему разнообразны. Среди них имеются и внутриконтинентальные (например, средний девон Минусинской впадины), и параличического типа (Приуралье и др.), и морские (нижний цехштейн Германии, Джеккаган, Джергаланское и др.). Эти формации в одних случаях выполняют межгорные впадины, в других — предгорные прогибы, в третьих приурочены к краевым частям платформ. Во всех случаях, однако, позиция меденосных толщ внутри формаций остается одной и той же: они приурочены к самому краю периферической части формаций, т. е. к периферии бывшей седиментационной области, к району, близко расположенному к водосборам этой области (фиг. 19, 20); лишь редко и только в параличической группе медистые породы проникают в средние части формации. Такая фациально-тектоническая локализация медистых толщ не мешает им иметь крупные, а порою и очень крупные размеры по простиранию и по мощностям. Так, толща пермских медистых песчаников протягивается вдоль западного склона Урала свыше чем на 1500 км; меднорудный пояс Катанга — Сев. Родезия прослежен на 500 км, но это далеко не охватывает всей области его распространения; на Мангышлаке меденосные отложения прослежены на расстоянии около 350 км, но это характеризует лишь вскрытую их часть; в Боливии меденосная толща Коро-Коро прослежена на 750 км; в Центральном Казахстане — свыше чем на 600 км; на Сибирской платформе — свыше 350 км и т. д. Лишь во внутригорных впадинах малого масштаба красноцветные медистые отложения образуют небольшие по площади тела (Домарев, 1958).



Фиг. 19. Палеогеография западной части Центрального Казахстана в эпоху отложения джезказганской свиты (по В. М. Попову).

1 — суша; 2 — водоразделы, сложенные докембрийскими и каледонскими структурами; 3 — водоразделы, сложенные варисскими структурами; 4 — эпиконтинентальные моря; 5 — заливы, лагуны, проливы, озера; 6—8 — современное положение месторождений медистых песчаников; 6 — в породах кийминской красноцветной свиты нижней перми, 7 — в породах джезказганской (владимирской) свиты среднего карбона, 8 — в породах красноцветной толщи верхнего девона.



Фиг. 20. Палеогеография Казанского бассейна в эпоху отложения медистых песчаников (по Н. Н. Форшу).

I. Зона морских карбонатных отложений. Подзона  $A_1$ : 1 — доломиты (составляют больше 90% от мощности подъяруса); подзона  $A_2$ : 2 — переслаивание доломитов и мергелей со значительным преобладанием доломитов; 3 — переслаивание доломитов, известняков и мергелей с преобладанием доломитов и известняков; 4 — переслаивание известняков с серыми глинами со значительным преобладанием известняков.

II. Зона морских карбонатных и терригенных отложений. Подзона  $B_1$ : 5 — переслаивание мергелей, известняков и доломитов со значительным содержанием мергелей; 6 — переслаивание серых глин, песчаников, мергелей, известняков и доломитов; подзона  $B_2$ : 7 — переслаивание серых глин, песчаников, мергелей и известняков со значительным содержанием серых глин; 8 — переслаивание серых глин, песчаников и известняков с преобладанием серых глин; 9 — переслаивание серых глин, песчаников и известняков с преобладанием серых глин и песчаников; 10 — переслаивание серых глин, песчаников и красноцветных глин с преобладанием серых глин.

III. Зона прибрежно-морских лагунных и континентальных отложений. 11 — переслаивание серых и красноцветных глин и песчаников со значительным содержанием красноцветных глин.

IV. Зона континентальных отложений. Подзона  $G_1$ : 12 — переслаивание красноцветных глин и песчаников; подзона  $G_2$ : 13 — переслаивание красноцветных глин, песчаников и конгломератов с преобладанием красноцветных глин и песчаников.



Мощности медистых толщ также достигают значительных величин. Так, мощность рудной серии в меднорудном поясе Катанга — Сев. Родезия составляет около 1000 м. В центральном Казахстане мощность меденосных верхнепалеозойских пород достигает 635—680 м. На Мангышлаке вскрытые пермо-триасовые породы с медистыми горизонтами имеют общую мощность 3520 м. В месторождении Коро-Коро (Боливия) медные проявления наблюдаются на протяжении свыше 1000 м по стратиграфическому разрезу, а в районе Кугитанга — на протяжении всего 129 м.

Сложение меденосных толщ определяется частью фациальным типом тех формаций, периферическими зонами которых эти толщи являются, частью же спецификой самого их периферического положения.

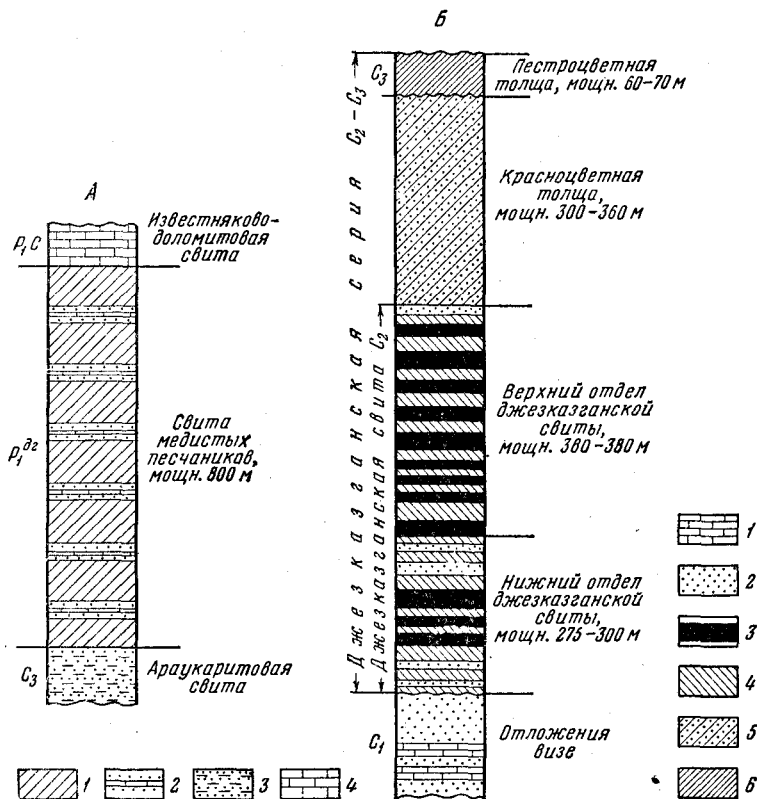
Вообще говоря, строение меденосных толщ сложное. Отдельные слои залегают более или менее крупными линзами, выклиниваясь или срезаясь соседними слоями. По простиранию слои (пласты) выслеживаются то на немногие десятки и сотни метров, то на километры; мощности варьируют от долей метра до нескольких метров или даже первых десятков метров. Лишь редко отдельные слои тянутся на десятки километров. Таким образом, для меденосных толщ свойственна, вообще говоря, мелкая и средних размеров пластовость и отсюда — пестрота сложения. Особенно пестрое строение отличает меденосные толщи в тех случаях, когда они являются членами континентальных аридных формаций предгорных прогибов (Урал) или межгорных впадин (Минусинская впадина), что и естественно. Но когда формации с меденосными толщами параличские или морские, строение их явно упорядочивается и в нем начинает более или менее отчетливо проступать цикличность. Наличие ее весьма убедительно было показано недавно В. М. Поповым (1960) на примере Джезказганского и некоторых других месторождений.

В разрезе Джезказгана устанавливается 36 разноокрашенных пластов, 18 сероцветных и столько же красноцветных, образующих 18 однотипно построенных ритмов.

В основании каждого ритма, начинающегося сероцветной пачкой, наблюдается более или менее значительный размыв подстилающих красноцветных отложений. Поэтому в низах сероцветного горизонта обычно присутствуют линзы и прослои конгломератов, вверх сменяющихся крупно- и среднезернистыми песчаниками. Эта часть ритма отличается в общем хорошей сортированностью обломочного материала, что свидетельствует об отложении его в мелководной зоне с выносом тонких частиц осадка в более глубокие части бассейна. В верхней части сероцветной пачки мелкозернистый песчаник постепенно переходит в алевролит и аргиллит, переслаиваясь с ними и образуя более мелкие ритмы. Этой части разреза свойственны разнообразные формы слоистости: параллельно-слоистая, линзовидно-косослоистая, волнистая и пр. Для верхней части сероцветных пачек характерны также волноприбойные знаки, трещины усыхания, следы дождевых капель, негативные отпечатки следов позвоночных четвероногих. Знаки ряби наблюдаются только среди средне- и мелкозернистых песчаников; они распространены часто на больших площадях порядка нескольких квадратных километров. Знаки ряби имеют асимметричное строение гребней с расстоянием между ними от 3 до 30 см; высота гребней от 1 до 5 см. Иногда наблюдается перекрещивание двух систем волноприбойных знаков. Трещины усыхания и следы дождевых капель приурочиваются обычно к глинистым осадкам, залегающим выше отложений со знаками ряби; сами же трещины заполняются, как правило, песчанистым материалом.

Верхние контакты сероцветных пачек в ритмах расплывчаты, нерезки; переход к красноцветным породам верхней половины ритма отмечается, помимо перемены окраски, еще постепенным изменением в гранулометрическом составе.

Красноцветные породы в разрезе джезказганской свиты характеризуются в общем более тонким, сравнительно с сероцветными породами, гранулометрическим составом; среди них преобладают аргиллиты и алевролиты; песчаники представлены обычно мелкозернистыми разностями и имеют подчиненное значение.



Фиг. 21. Ритмичность в сложении меденосных толщ Донбасса и Джезказгана (по В. М. Попову).

А. Донбасс, восточное крыло Бахмутской котловины в районе Ямы: 1 — красно-бурые песчаники и аргиллиты; 2 — «серые зоны»: серые песчаники и аргиллиты с тонким (5—10 см) прослоем известняков и медным оруденением; 3 — грубозернистые песчаники; 4 — известняки и доломиты.

Б. Джезказган, центральное рудное поле: 1 — известняки визе; 2 — серые песчаники визе и джезказганской свиты; 3 — серые песчаники рудоносные; 4 — красные аргиллиты, алевролиты и песчаники джезказганской свиты; 5 — песчано-глинистые отложения красноцветной толщи; 6 — пестрые загипсованные глинистые сланцы, мергели, доломитизированные известняки, гипсы.

Другой отличительной особенностью красноцветных песчаников являются плохая сортированность и разнотонность обломочного материала; часто наряду с зернами размером до 0,5 мм встречается большое количество более мелких песчаных, пылеватых и глинистых частиц. Нередко этим песчаникам свойственна косая слоистость; она обусловлена в данном случае наличием в основной массе породы, сложенной песчаным материалом, тонких глинистых прослоев, подчеркнутых их разнотонной окраской: вишнево-красной у глинистых и серовато-красной у песчаных.

Описанные особенности красноцветных пород джезказганской свиты позволяют рассматривать их в качестве континентальных отло-

жений, сформировавшихся в основном в наземных (субаэральных) условиях.

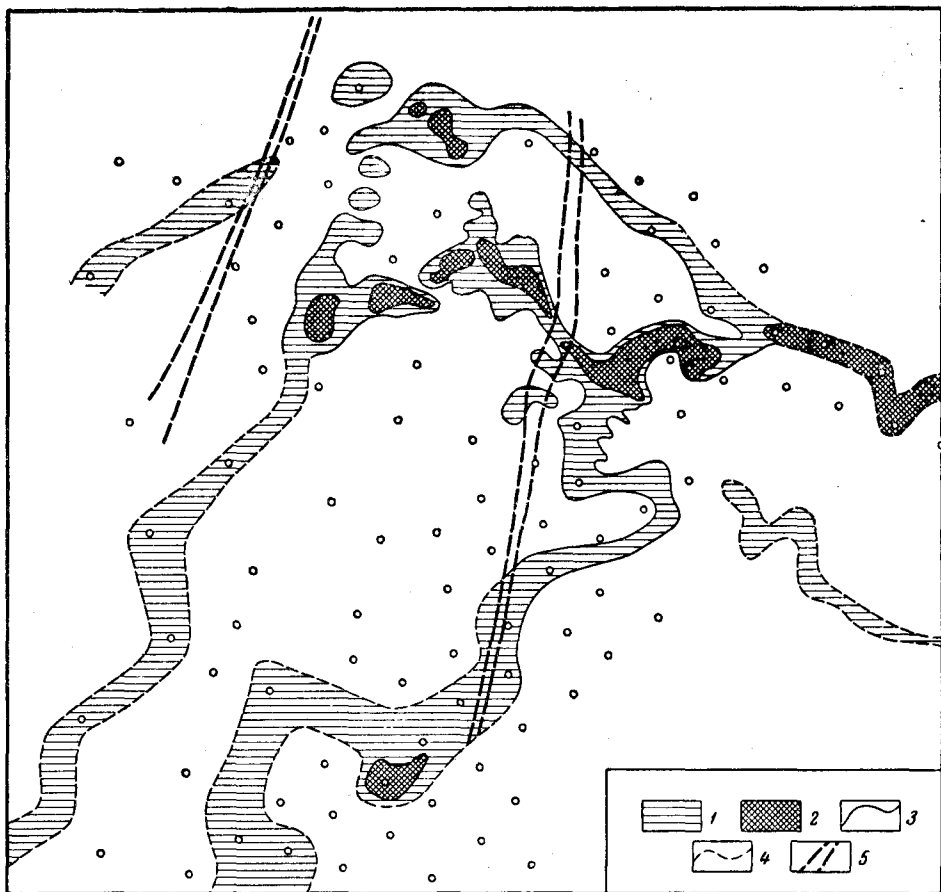
Таким образом, в составе джезказганской меденосной толщи участвуют два основных типа фаций: прибрежно-мелководные (бассейновые) и наземные. Совокупность первых и вторых образует седиментационный ритм. Сероцветная часть каждого ритма возникла в период погружений территории и развития условий залива (фиг. 21), красноцветная — в период регрессии и превращения залива в площадь сухой равнины. Отличительную черту ритмов в джезказганской свите составляет приблизительно одинаковое развитие по мощности сероцветного и красноцветного элементов ритма. При этом часто красноцветные слои длинными и узкими языками и клиньями вдаются в сероцветные песчанистые пачки; последние же, в свою очередь, вдаются такими же языками в красноцветные породы; общий наклон серий осадков направлен в сторону центральной части бассейна, т. е. к юго-юго западу.

Аналогичное циклическое строение свойственно, по В. М. Попову, нижнепермским медистым песчаникам Донбасса (8 ритмов), месторождениям Сев. Киргизии, расположенным в Киргизском хребте (количество ритмов 3—6), месторождениям Мангышлака (до 14 циклов), Коро-Коро (до 20 циклов) и пр. По-видимому, цикличность в сложении медистых толщ представляет собою широко распространенное, хотя до сих пор и пропускавшееся явление в природе, но отчетливо оно проступает лишь в тех случаях, когда толщи эти являются членами морских или пара-лических формаций.

### 3. ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ НАКОПЛЕНИЙ МЕДИ

Отметим прежде всего, что все без исключения осадочные медные руды вовсе не являются накоплением одного металла (меди), но всегда целой серии их. Химическими и спектроскопическими исследованиями всегда устанавливается наличие Pb, Zn, Ag, Mo, As, Sb, Co, Ni, Bi, U, V, нередко также металлов платиновой группы. При этом количественное содержание примесей нередко столь значительно, что руды приобретают характер би-гри- и полиметаллических. Особенно часто и усиленно накапливаются вместе с медью свинец и цинк, серебро, реже молибден, висмут, кобальт, уран. Таким образом, *медные руды аридных областей представляют собою столь же, а в ряде случаев даже более сложные геохимические тела, что и рудные накопления гумидных областей*, что весьма существенно для генетического их истолкования.

Характерно, что высокие содержания меди (1—5%), делающие породу рудой, обнаруживают избирательное отношение к цвету породы: *медные руды первичного накопления всегда сосредоточены только в сероцветных отложениях, решительно избегая красных и пестрых*; когда высокие содержания Cu наблюдаются в красноцветах, всегда удается найти признаки заноса ее сюда при гипергенных процессах. Так как в разрезе медистых толщ наблюдается многократное чередование сероцветных и красно-пестроцветных пород, то это вызывает многоярусность медных руд в месторождениях. *В то же время отнюдь не все серые прослои в месторождении обязательно содержат руду: имеются и безрудные, так что число рудных горизонтов всегда меньше общего числа слоев сероцветных пород.* Поскольку сероцветные горизонты вместе с налегающими красноцветными образуют ритмы (или циклы), получается, что далеко не каждый ритм в составе меденосных толщ является рудным, а лишь некоторые. В Джезказгане было установлено, что содержание меди в серых пластах явно зависит от соотношений мощности серых и красных горизонтов;



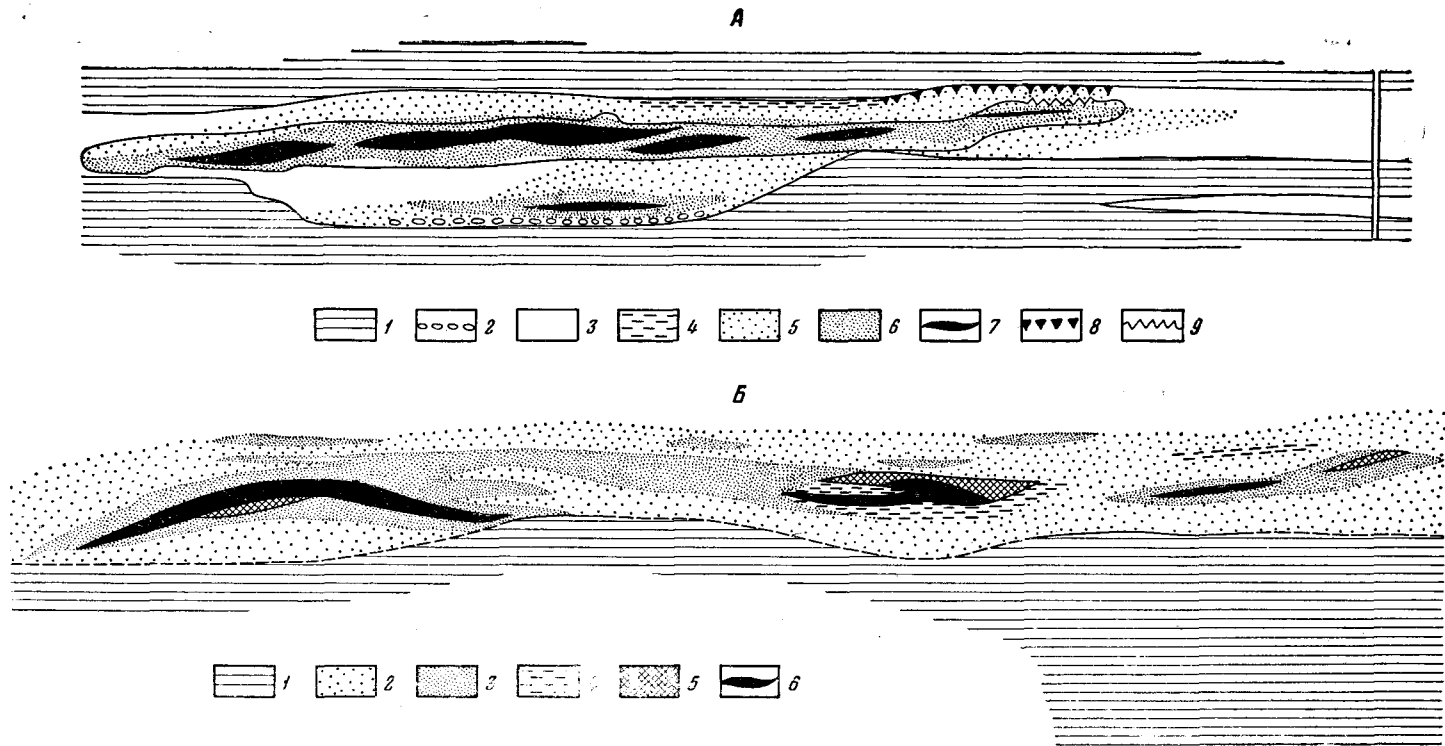
Фиг. 22. Распределение металла по залежи района Покро, юго-запад Дзезказганского месторождения (по Л. И. Иванкову).

1 — руда средняя; 2 — руда очень богатая; 3 — контур, установленный очистными работами; 4 — контур предполагаемый; 5 — флексура.

там, где это соотношение близко к единице, руда наиболее богата  $\text{Cu}$ ; при изменении соотношений в пользу красноцветных пород (соотношение  $< 1$ ) содержание  $\text{Cu}$  в сероцветных горизонтах падает (Иванков и др., 1957).

Фациально меденосные породы принадлежат в одних случаях аллювию, что доказывается не только текстурами рудоносных пород, но и лентообразным залеганием на площади (фиг. 22 и 23, А и Б), в других — дельтовой зоне, в третьих — бассейновым, озерным или морским прибрежным отложениям. Аллювий в качестве меденосных отложений встречается редко; другие две группы отложений обычно меденосны, особенно прибрежно-морские. Фациальный профиль меденосных отложений, следовательно, довольно неширок, обнимая фации, близко прилежащие к береговой линии.

Внутри фациально благоприятных отложений накопления меди распределены между разными петрографическими типами пород неравномерно: чаще всего руда локализуется в песчаниках и алевролитах, реже — в глинах, очень редко — в известняках и в конгломератах основания цикла. Гранулометрический состав медистых песчаников разнообразен. В большинстве районов (по В. С. Домареву, 1958) размер обломочных



1
  2
  3
  4
  5
  6
  7
  8
  9

1
  2
  3
  4
  5
  6

Фиг. 23. Строение рудных залежей Дзезказгана (по Г. Д. Младенцеву).

А. Разрез по северо-западному флангу залежи Петро-2: 1 — красные алевролиты и аргиллиты; 2 — внутриформационные конгломераты; 3 — серые безрудные песчаники; 4 — серые аргиллиты; 5—7 — рудоносные серые песчаники; 5 — с непромышленным оруденением, 6 — со средним оруденением, 7 — с богатым оруденением; 8 — трещины усыхания; 9 — плоскость напластования со знаками ряби и отпечатками лап и хвостов четвероногих позвоночных. Б. Разрез по камерам 19—18 ИС. Шахта Петро-Ц, залежь Петро-2: 1 — красные алевролиты и аргиллиты; 2—6 — рудоносные серые песчаники; 2 — с непромышленным оруденением, 3 — с бедным; 4 — со средним; 5 — с богатым; 6 — с очень богатым оруденением

зерен колеблется преимущественно от первых сотых до первых десятых миллиметра. В медистых песчаниках казанского яруса Приуралья около 50% породы составляют зерна размером от 0,25 до 1 мм. В среднезернистых песчаниках Джекказганского района обломочный материал имеет в среднем 0,3 — 0,5 мм при колебании от 0,2 до 1 мм. В алевролитах того же района величина зерен колеблется в пределах от 0,02 до 0,1 мм при средней величине 0,05 — 0,06 мм. Размер обломочных зерен медистых песчаников Коро-Коро (Боливия) большей частью 0,3 мм.

При наличии «меднорудного заражения» сероцветных пачек оруденение не распространяется на всю протяженность пласта по простиранию, но присутствует лишь на отдельных его участках, не наблюдаясь в других; иначе говоря, распределение медных руд в плане сложное и прихотливое, пятнистое. Размеры минерализованных участков при этом сильно варьируют от ничтожных гнезд, не достигающих и метра по падению и простиранию, до пластообразных или лентообразных, иногда изометричных тел, протяжением в десятки и сотни метров и немногие километры. Так, например, в Сев. Родезии в медном месторождении Роан Антелоп рудная минерализация наблюдается по выходу пласта (в двух крыльях синклинали) на протяжении свыше 16 км; в месторождении Н. Чанга того же района — на 3,2 км, в Муфулара — на 2,6 км и т. д. В районе Сакраменто (США) минерализация почти непрерывна на расстоянии 10 км (Домарев, 1958). Сильно варьируют мощности оруденелых участков: от долей метра до 20—30 м и более. При этом минерализованным оказывается не весь сероцветный пласт по всей мощности, а лишь часть его; иногда наблюдается, что внутри пласта рудная линза слегка сечет его, переходя с одного горизонта на другой.

Отдельные рудные линзы, гнезда, ленты, пласты и другие рудные тела располагаются один относительно другого самым различным образом и на неодинаковых расстояниях, обусловливая прихотливое распределение меди в пределах горизонта. Эта картина очень близка к той, какая наблюдается и в гумидных зонах, например — в марганцевых месторождениях, но только пестрота распределения рудного компонента в медистых песчаниках выражена еще резче.

Первичными рудными минералами медистых песчаников являются, как правило, сульфиды меди: халькозин (медный блеск) —  $\text{Cu}_2\text{S}$ , борнит —  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ , халькопирит —  $\text{CuFeS}_2$ , блеклая руда —  $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$  (теннантит) или  $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$  (тетраэдрит), ковеллин —  $\text{CuS}$ ; они сопровождаются сульфидами Fe, Pb, Ag, Mo, а также самородной медью, серебром, платиной, золотом и др.

Все эти минералы обычно образуют мелкую вкрапленность в породе, приурочиваясь к цементу конгломератов, песчаников и алевролитов; размеры вкрапленников колеблются от мельчайших эмульсионных включений, обычно представленных халькозином, до зерен диаметром 0,5 — 1,00 мм. Рудная вкрапленность часто располагается без определенной закономерности, но в породах, подвергшихся метафорфизму, иногда ориентируется вдоль сланцеватости.

Наряду с мелкой вкрапленностью сульфиды меди, как правило, образуют псевдоморфозы по растительным остаткам. Иногда халькозином замещаются целые стволы деревьев, причем хорошо сохраняется структура древесины. Такие замещения особенно распространены в медистых породах плато Колорадо, где замещенные медными минералами стволы иногда составляют отдельные рудные залежи.

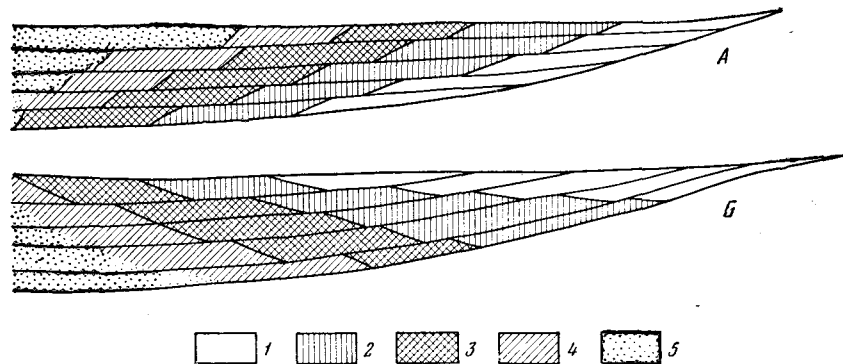
Среди первичных форм нахождения медных минералов необходимо отметить, наконец, мелкие миндалины и конкреционные стяжения; чаще всего они образованы борнитом и халькопиритом, реже — халькозином; последний формирует стяжения вместе с хлоритом. Размеры стяжений обычно в несколько миллиметров; более крупные. (до 1 см в сечении)

возникают в процессе метаморфизма. Кроме образования самостоятельных стяжений, медные минералы локализуются еще в конкрециях другого состава (карбонатных, кремнистых), где выполняют радиальные и концентрические трещины.

В распределении различных медных минералов в медистых породах большей частью не устанавливается какой-либо определенной закономерности, особенно когда включающие медь сероцветные породы залегают небольшими линзами. Но в циклически построенных медистых толщах с протяженными и выдержанными сероцветными горизонтами все чаще наблюдается ясно выраженная минералогическая зональность. Раньше всего она была обнаружена в месторождениях знаменитого медного пояса Африки (Катанга — Сев. Родезия). Так, в месторождении Чамбоши в лежащем боку рудных пластов преобладают борнит и халькопирит, которые вверх по разрезу пласта сменяются борнитом с халькопиритом, затем халькопиритом и пиритом и, наконец, пиритом. Иначе говоря, *комплекс минералов с резким преобладанием меди над железом постепенно кверху вытесняется комплексами со все возрастающим содержанием железа, пока последнее не становится единственным*. Аналогичная смена минералов прослеживается и внутри рудной залежи: от одного ее конца к противоположному сульфиды меди также вытесняются сульфиды железа. При этом происходит прогрессирующее утонение зерна породы, сопровождающееся, по-видимому, некоторым обогащением ее органическим веществом (Garlick, 1953). Противоположная картина зонального распределения сульфидов описана Г. Р. Девисом (Davis, 1954) в медистых пластах месторождения Роан Антелоп. Здесь в лежащем боку медистого горизонта развит пирит, к которому прибавляется халькопирит; выше пирит исчезает, а наряду с халькопиритом появляется борнит; еще ближе к всяческому боку халькопирито-борнитовая зона сменяется борнито-халькозиновой и, наконец, халькозиновой. Границы между зонами различного состава расположены под некоторым углом к плоскостям напластования и поэтому смена сульфидов наблюдается не только по разрезу пласта, но и по его простиранию. Эти изменения сопровождаются некоторым укрупнением зерен породы и, следовательно, изменением содержания рассеянного органического вещества.

Смысл описанной минералогической зональности совершенно ясен: в более прибрежных и грубозернистых частях пласта с меньшим количеством органического вещества в исходных осадках преобладают сульфиды меди; при утонении зерна и обогащении осадка органическим веществом сульфиды меди постепенно вытесняются сульфиды железа. Поэтому, если медистые пласты отлагались при трансгрессии водного бассейна, то возникла зональность, наблюдаемая в Тамбоши, регрессия же бассейна обуславливала обратную зональность, как, например, Роан Антелоп (фиг. 24).

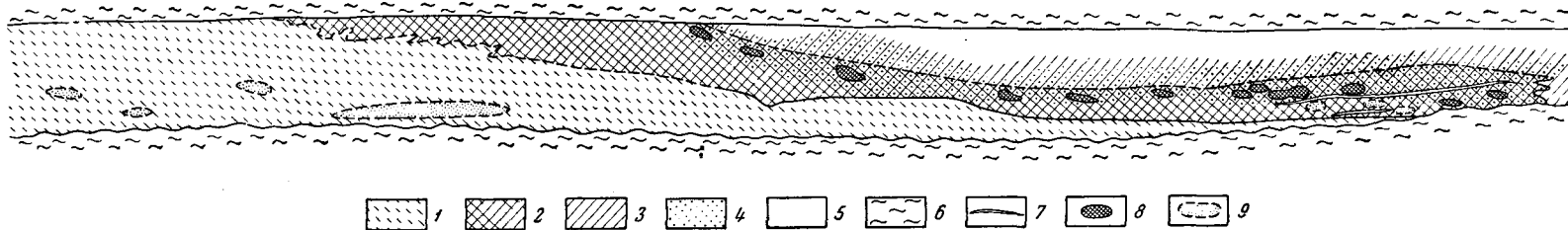
Такого же типа минералогическая зональность меднорудных горизонтов была описана из пермотриасовых месторождений Мангышлака (Домарев, 1956), Удоканского месторождения (Кренделев и др., 1958), Джазказгана (Иванков и др., 1957). Так, на одном из участков Вост. Каратау (Мангышлак) породы медистой пачки мощностью в 0,5 м в лежащем боку представлены алевролитами, в центральной части — аргиллитами, а в всячем боку — мелкозернистыми песчаниками. Рудные минералы в лежащем боку представлены минералами халькозина, к которому выше по разрезу присоединяется борнит, выполняющий в таких случаях центральные части включений; еще выше включения сложены халькопиритом с борнитом или одним халькопиритом и, наконец, близ всячего бока медистой пачки распространены вкрапленники пирита с незначительным количеством халькопирита.



Фиг. 24. Распределение сульфидов в мощной медистой толще (по В. С. Домареву) при трансгрессии (А) и при регрессии (Б) бассейна.

1 — безмедистая зона; 2 — зона преимущественного распространения халькозина; 3 — зона преимущественного распространения борнита; 4 — зона преимущественного распространения халькопирита; 5 — зона преимущественного распространения пирита.

103



Фиг. 25. Зональное расположение рудных минералов по залжи Покро-8 Дзезказганского месторождения (по Л. Ф. Наркелюну).

1 — халькозин; 2 — борнит; 3 — халькопирит; 4 — галенит; 5 — серые безрудные песчаники; 6 — красноцветные алевролиты и аргиллиты; 7 — внутрипластовые кальцитовые жилы; 8 — руды гнездовой текстуры; 9 — включения гнезд красно-бурых песчаников.



Такое распределение сульфидов выдерживается и по простиранию медного горизонта.

Еще интереснее обстоит дело в Джекказганском месторождении. Здесь, в пределах отдельных залежей, установлена закономерная последовательность минералов в разрезе (снизу вверх): халькозин — борнит — халькопирит — пирит. Закономерность в вертикальном расположении компонентов в случае полиметаллического оруденения выражается рядом (снизу вверх): медь — свинец — цинк. Та же последовательность в обоих случаях выявляется и в плане залежей. Борнитовое, реже халькозиновое, оруденение образует в каждой залежи сравнительно узкие зоны, богатые по содержанию медных руд («обогащенные полосы»). «Переходы руд одного минерального типа к другому — постепенные и характеризуются присутствием минералов обеих зон. Следует особо подчеркнуть, что полосы с различным минеральным составом могут иметь незначительную (20—100 м) ширину, по закономерности протягиваться на многие сотни метров вдоль залежи. При выклинивании халькопирито-галенитовая зона обычно приурочивается к нижней части продуктивного пласта, а халькозиновая тяготеет к верхней» (фиг. 25). «Представляет также большой интерес установленная взаимосвязь минералогического состава руд с окраской вмещающих песчаников. Рудные песчаники халькозиновой и частью борнитовой зон имеют обычно красноватые оттенки, пятнистые реликты красной окраски, а местами включают в себя линзы и прослои красноцветных тонкозернистых пород; песчаники халькопиритопиритовой зоны, как правило, имеют серую и зеленовато-серую окраску. Известно, что пирит и халькопирит образуются в условиях более резкой восстановительной среды, а халькозин и борнит — в слабо восстановительной обстановке; окраска вмещающих пород находится в строгой зависимости от валентности железа, являющегося чутким индикатором окислительно-восстановительного потенциала» (Иванков и др., 1957, стр. 261—162).

Описанные формы нахождения минералов медных руд, включая и их зональность, представляют собою несомненно черты этих руд, возникшие еще в диагенезе осадков и позже уцелевшие в породах без особых изменений. Наряду с ними во всех месторождениях наблюдаются особенности более позднего — катагенетического или даже метаморфического генезиса. К ним относятся разнообразные жильные выделения, рассекающие рудные пласты. В некоторых случаях эти жилы и жилки ориентированы почти точно по наслонению и лишь слегка его секут; в других — поставлены под разными углами к пласту вплоть до вертикального. Они небольших размеров, чаще представляют собою невыдержанные по простиранию и падению тела мощностью лишь в несколько миллиметров или реже сантиметров. Количество жилок увеличивается в медистых породах, претерпевших относительно сильные вторичные изменения, но и в этих случаях жильная форма проявления медных минералов в количественном отношении имеет совершенно подчиненное значение. Жилки сложены или одними рудными минералами, или состоят из жильных минералов (кварца, карбонатов, барита и др.) с той или иной примесью рудных сульфидов. Характерно, что рудные минералы присутствуют в жилках только в тех случаях, когда они целиком находятся в пределах рудного горизонта, либо же какой-то своей частью захватывают его. Участки жилок вне рудного горизонта рудных минералов не несут, особенно — если они удалены от рудоносного пласта на значительное расстояние (многие десятки метров). Отношение жилок к рудам показывает, что они сформированы уже в послерудные времена и являются настоящими образованиями метаморфического или так называемого альпийского типа.

#### 4. ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУДНЫХ НАКОПЛЕНИЙ

На фиг. 26 изображено стратиграфическое размещение осадочных руд свинца и цинка. Нетрудно видеть, что в главных решающих своих чертах оно такое же, что и у руд медных. *Эпохи свинцово-цинкового рудообразования в подавляющем большинстве чрезвычайно близки к эпохам меднакопления, либо даже совпадают с ними. Заметное различие в геохронологии Pb и Zn встречается редко и в качестве исключения.* Формирование свинцово-цинковых осадочных руд, следовательно, также происходило на фоне активного тектонического режима.

Подобно медным рудам, свинцово-цинковые по своему составу всегда оказываются сложными, ибо наряду с Pb и Zn содержат много других элементов-спутников: Cu, Cd, Ag, V, Ni, Bi, As, Sr и др. Набор их от одного месторождения к другому значительно варьирует, равно как и содержание. В общем же массы элементов-спутников резко уступают массам основных рудных компонентов. Содержание свинца в рудах достигает 2—5%, иногда 7—10%; содержание Zn, обычно уступая свинцу, колеблется в тех же пределах. Элементы-спутники в свинцово-цинковых рудах содержатся обычно от следов до сотых и даже десятых долей процента, редко выше.

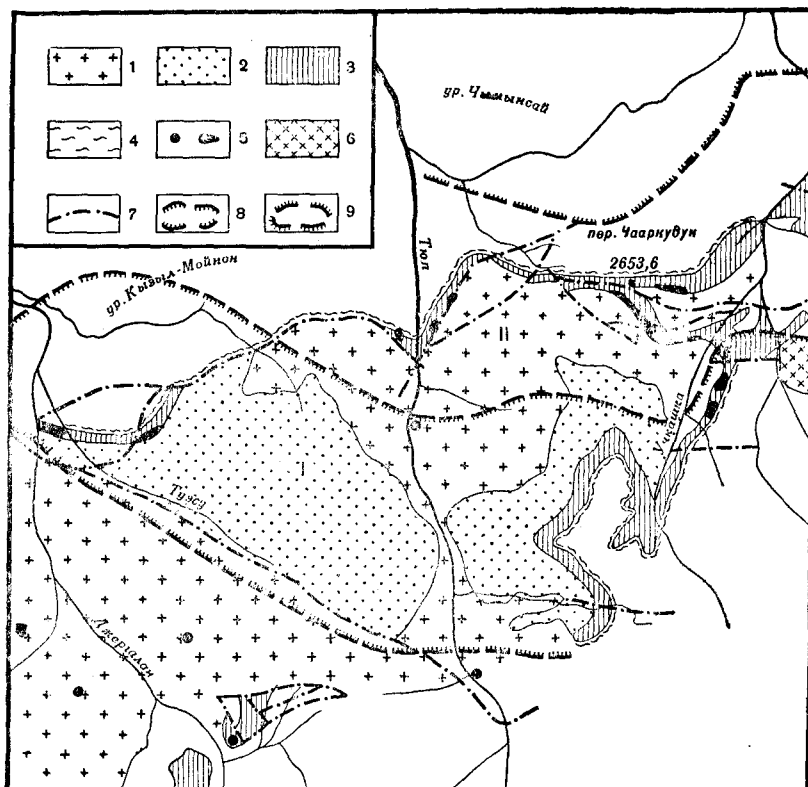
Фациальный диапазон накоплений Pb — Zn с сопровождающими их элементами уже, чем у медных руд. До сих пор еще никем не было указано самостоятельных руд этих металлов в каких-либо фациальных типах континентальных отложений, в частности, в делювии, пролювии, аллювии, дельтовых осадках. Всегда и неизменно руды Pb — Zn гнездятся в отложениях конечных водоемов стока, притом морских. Таким образом, *на фациальном профиле от центральных частей водосборов к конечным водоемам стока накопления свинца и цинка явно сдвинуты в сторону моря сравнительно с накоплениями меди.*

Внутри морских бассейнов руды Pb — Zn приурочены всегда к периферической мелководной области; в этом они сходны с меднорудными. Но в отличие от последних, *накопления свинца и цинка, как правило, локализованы не в песчаных или алеврито-глинистых осадках, а в карбонатных, главным образом в доломитах и известковистых доломитах, реже в доломитизированных известняках.* Петрографически карбонатные породы довольно разнообразны: пелитоморфные, микро- и тонкозернистые до крупнозернистых, нередко органогенно-обломочные, оолитовые, водорослевые. Поскольку карбонатные отложения в норме дальше удалены от берега сравнительно с песчано-алеврито-глинистыми, *локализация руд Pb — Zn, именно в карбонатных породах дополнительно подчеркивает общую пелагическую сдвинутость накоплений Pb — Zn сравнительно с рудами меди.* Любопытно, что даже тогда, когда свинцово-цинковое оруденение все же приурочивается к песчано-глинистым породам, эти металлы «более заметно связаны с концентратиями карбонатов, накапливаясь как в отдельных пластах этих карбонатов, так и в цементном карбонатном веществе песчаников, конгломератов и т. д.» (Константинов, 1954, стр. 75).

Оруденение наблюдается обычно в небольшой по мощности пачке карбонатных пород от 2—3 до 15—20 м, которая по простиранию прослеживается в одних случаях на немногие десятки километров (Джергаланское месторождение) в других на многие сотни их (Ленский район Сибирской платформы). В пределах этих крупных площадей, однако, наблюдается в основном лишь убогое «заражение» свинцом и цинком, более или менее значительно возвышающееся над кларками этих элементов. Характерно, что далеко не всегда такого рода «зараженность» сопровождается наличием обособленных свинцовых и цинковых минералов —

|    |           |  |
|----|-----------|--|
| Ng | 1         | 1-Трускавец  |
| Pg |           |  |
| Сг |           |  |
| J  | 1         | 1-Абхазия  |
| T  | 1 2 3 4 5 | 1-Д'але; 2-Меглон<br>3-Вар (Франция); 4-Верхн. Силезия; 5-Миссури          |
| P  | 1 2 3     | 1-Каммер-Мехерлих; 2-Митрам (Англия); 3-Райбл                              |
| C  | 1 2 3     | 1-Мансфельд; 2-Силезия; 3-Свентокшишские горы                              |
| D  | 5 6       | 5-Джаргаланское м-ние; 6-Западно-Балхашское м-ние                          |
| S  | 4 1 2 3   | 1-Миргалим-Сай; 2-Приташкентское м-ние;<br>3-Сумсар; 4-Свентокшишские горы |
| O  | 1         | 1-Усть-кутская свита   |
| Ст | 1 2       | 1-Юго-вост. Миссури; 2-Фосфоритовый горизонт Подолии                       |
|    | 1 2       | 1-Родезия; 2-Катанга   |

Фиг. 26. Стратиграфическое размещение осадочных руд свинца (по М. М. Константинову, 1959 г., с изменениями).

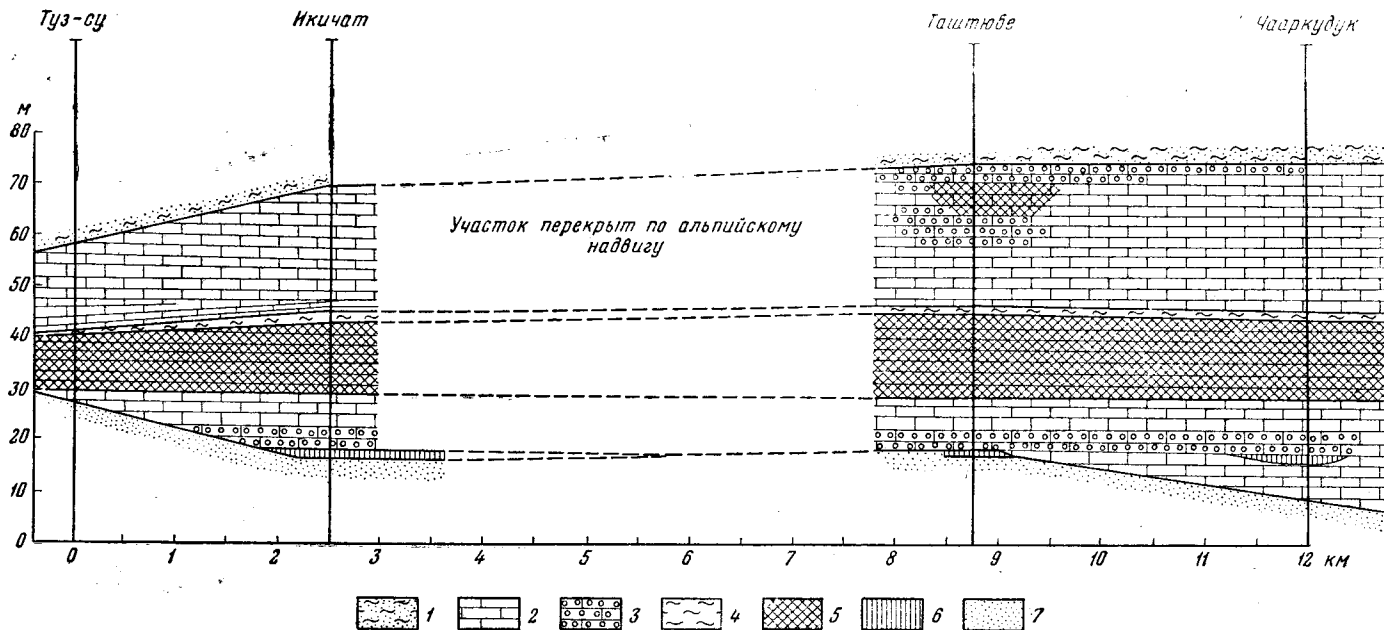


Фиг. 27. Схема расположения свинцовых руденений Джергаланской группы (по Г. П. Богомазову).

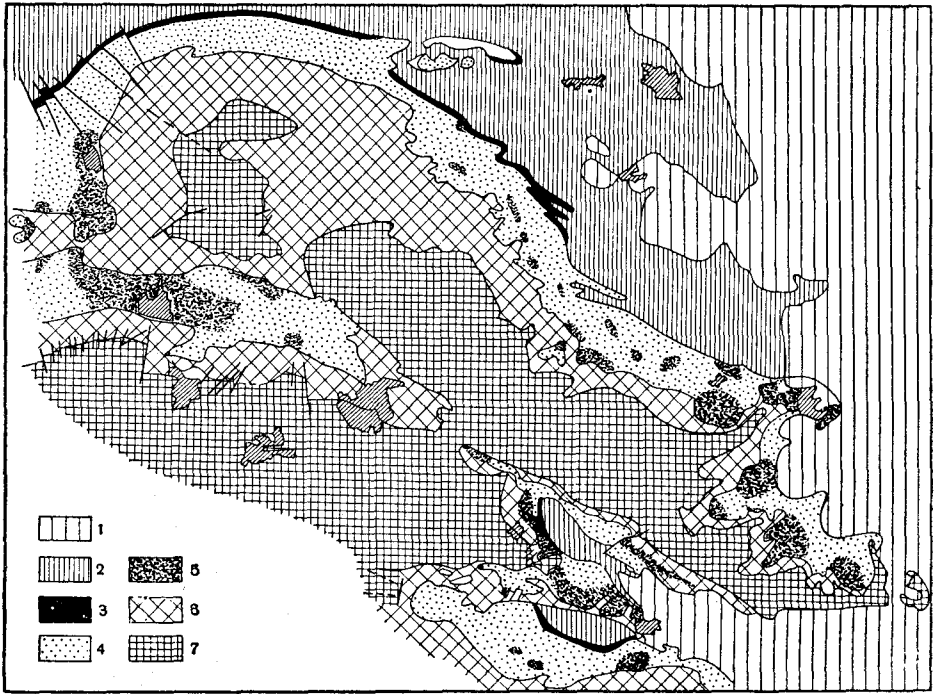
1 — древний фундамент (гранитоиды, метаморфические сланцы); 2 — свита нижних конгломератов и песчаников верхнего намюра; 3 — известняковая свита верхнего намюра; 4 — гипсоносная свита верхнего намюра; 5 — свинцовые рудопроявления; 6 — верхнепалеозойские интрузии; 7 — альпийские разломы; 8 — верхнепалеозойская депрессия (I); 9 — верхнепалеозойские поднятия (II).

галенита, сфалерита или продуктов их окисления. Установлены случаи, когда даже при содержаниях этих металлов до 1% их обособленных минералов нет ( $T_2$  — Верхняя Силезия). Очевидно, Pb и Zn в этих случаях частью входят в виде изоморфных примесей в состав карбонатов Ca и Mg, частью сорбированы глинистым веществом.

Собственно рудные участки внутри рудоносного горизонта представляют собою, как и в случае медных руд, линзообразные или пластообразные тела неправильных, иногда прихотливых в плане очертаний, которые прослеживаются в одних случаях на 100—200 м, в других на 400—900 м, а иногда на километры при мощностях в 1—3 м. В разрезе рудного горизонта такие линзы образуют то единственный слой, то два, иногда три слоя, разделяющихся пластами пород только с повышенным содержанием Pb и Zn. При небольших размерах рудных месторождений рудные линзы обычно стратиграфически хорошо выдерживаются по простиранию, хотя и здесь в отдельных точках иногда вдруг выше или ниже основного горизонта появляются дополнительные рудные линзы (фиг. 27, 28). При огромных же размерах рудного бассейна распределение руд более сложное. В среднетриасовых отложениях Верхней Силезии, например, в раковинном известняке различают: а) *нижний ракушечник* 90 м, нижний горизонт которого слагают волнистые известняки, мергели и известковые конгломераты, а верхний горизонт — рудные доломиты; б) *диплопоровые доломиты*, в) *чередующиеся перслои известняков, мергелей и песчаников*.



Фиг. 28. Схематический разрез Икичат-Чааркудукского рудного поля в Джергаланской группе (по Г. П. Богомазову).  
 1 — сланцы и алевролиты гипсоносной свиты; 2 — известняки доломитизированные, известняки и доломиты; 3 — оолитовые известняки; 4 — наиболее мощные и выдержанные пропластки глин, алевролитов и глинистых ракушечниковых известняков; 5 — пачка карбонатных пород со свинцовым оруденением; 6 — горизонты породы с медной минерализацией; 7 — песчаники, глины и конгломераты свиты нижних конгломератов и песчаников.



Фиг. 29. Схема расположения свинцовых руд в Верхней Силезии (по М. М. Константинову).

1 — юра; 2—6 — триас: 2 — кейпер; 3 — ракушечные известняки выше рудоносной свиты; 4 — рудоносная свита; 5 — промышленные скопления свинца и цинка; 6 — рет и пестрый песчаник; 7 — палеозой.

Оруденение концентрируется в нескольких горизонтах, неодинаково развитых в различных частях рудного района (фиг. 29). В Бытомской, Хшановской и Длугошинской мульдах в рудных доломитах выделяются два рудных пласта: нижний или главный мощностью 4 м, прослеживаемый почти непрерывно по всей площади названных мульд, и второй, на 12 м выше первого, мощностью около 1 м, менее выдержанный по простиранию. В Севежко-Олькушской зоне главный рудный горизонт локализован в более высоких частях рудных доломитов; одновременно появляется рудный пласт в вышележащем горизонте диплопоровых доломитов. Кроме названных главных пластов в некоторых местах появляются небольшие пластовые залежи и в других горизонтах.

Степень насыщенности рудного горизонта рудными линзами сильно варьирует. Так, например, при общей площади месторождения в несколько сот квадратных километров собственно рудных участков может быть 10—20. В других случаях один рудный участок приходится на 5 км. В Верхнесилезском рудном бассейне на 100 км совокупного протяжения рудных полос рудных участков 33, причем многие из них весьма крупные, достигающая 20 км, хотя другие ничтожны (~ 1 км). Из этих данных явствует что рудоносный горизонт даже при большом протяжении и большой площади рудных участков все же насыщен рудным компонентом довольно слабо и центры сгущения рудных минералов рассеяны довольно редко.

Что касается самих рудных тел, то они в целом располагаются совершенно согласно с вмещающей их породой, подчиняясь ее напластованию и элементам залегания, а не пересекая их.

Состав руд обычно простой. Главными минералами на участках, удаленных от зоны выветривания, являются, как правило, галенит и сфа-

лерит; сопровождающими минералами — халькопирит, пирит, редко блеклая руда. В зоне окисления состав резко усложняется благодаря возникновению окисных и карбонатных минералов Pb, Zn, Cu и Fe. В некоторых месторождениях (Ленское, Артемовское и др.) эти рудные минералы не сопровождаются более никакими специфическими жильными минералами. Но в других (например, среднеазиатских — Сумсар, Джаралаган, Зап. Балхашское) рудные минералы всегда сопровождаются аутигенным кварцем и баритом, иногда и флюоритом.

Структуры и текстуры пород варьируют, причем находятся в явной связи с общей сложностью геологического строения рудоносной площади. Наиболее просты они на площадях платформенных или просто дислоцированных, как, например, в Ленском районе, в Артемовском месторождении и др. Текстура руд в этих случаях типично вкрапленная. Галенит и сфалерит встречаются в виде зерен размером 1,0 — 1,5 мм и выше и приурочены то к оолитовым, то к водорослевым разностям карбонатных пород. Иногда рудные минералы сами образуют оолиты; они сложены тогда чередующимися концентрами сфалерита и галенита, реже пирита; в центре мелких оолитов наблюдается иногда темно-бурое, почти черное, нераскристаллизованное гелевое вещество. Редко попадаются оолиты, сложенные одним сфалеритом. Встречаются сложные оолиты из 3—5 мелких, одетых общей оболочкой. В качестве особой текстурной формы руд изредка попадаются ничтожные по размерам прожилочки, но они предполагаются по слоистости пород; секущая серия прожилков отсутствует. Простоте текстуры пород отвечает и простота истории их формирования. Каким бы путем ни поступали рудные компоненты в осадок, несомненно, что на стадии седиментогенеза они были рассеяны в осадке равномерно, диффузно; вкрапленники рудных минералов тогда еще отсутствовали. Они появились лишь в диагенезе, в результате перераспределения рудных минералов. В дальнейшей истории рудных горизонтов эта диагенетически созданная картина устойчиво сохранялась, не испытывая сколько-нибудь заметных усложнений. Таким образом, *вкрапленная текстура руд в описанных примерах может быть названа типично диагенетической.*

Значительно более сложными становятся структуры и текстуры руд в месторождениях, тектонически сильно нарушенных и иногда даже подвергшихся известному воздействию горячих вод. В этих случаях вкрапленная текстура руд дополняется еще сильно развитой прожилковой и трещинной текстурой, а в ряде случаев обнаруживается связь оруденения с сутурно-стилолитовыми швами; возникают своеобразные перетложения руд в карстовых полостях. Интересные примеры такого рода усложненных рудных текстур дают наши среднеазиатские стратифицированные свинцово-цинковые месторождения в Туркестанском хребте, в Чаткальском хребте (Сумсарское месторождение), в Терском Алатау (Джергаланская группа) и др.

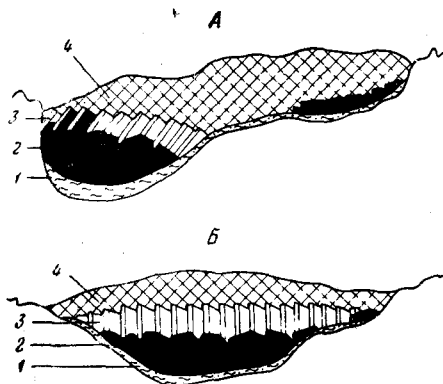
В наиболее сложной форме текстуры руд развиты здесь в Джергаланской группе месторождений, недавно описанной Г. П. Богомазовым (1957) и З. Е. Бурыхиной (1957). Известняки, несущие свинцовое оруденение, представлены пелитоморфными, микрозернистыми, средне- и грубозернистыми доломитизированными, оолитовыми и комковатыми разностями. Все они в той или иной степени стилолитизированы. Большинство разностей рудоносных карбонатных пород имеет брекчиевидную текстуру, выраженную то весьма слабо, то вполне отчетливо.

По текстурно-структурным особенностям сульфидно-карбонатные руды разделяются на вкрапленные и гнездово-прожилковые. Размер вкрапленников варьирует от пылевидных до крупных (5 и 8 см и более). Пылевидная вкрапленность галенита распределена в породе беспорядочно; при этом она не сопровождается жильными минералами, в частности,

баритом и кальцитом. Мелкая и особенно крупная вкрапленность создает полосчатость, параллельную напластованию пород; при этом рудные минералы всегда сопровождаются жильными — баритом и кальцитом.

В тех типах руд, где ясно выражена полосчатость, почти всегда улавливается односторонняя зональность рудных и жильных минералов (фиг. 30).

В самом основании удлиненных неправильных изометрических и замкнутых гнезд почти всегда располагается тонкая (1—2, реже 5—10 мм) оторочка зеленовато-серой монтмориллонитовой глины; к ней приурочены выделения пирита, марказита, галенита от пылевидных до 0,1 — 0,5 мм.



Фиг. 30. Схема соотношения рудных и нерудных минералов в гнездах в рудоносных известняках (по Г. П. Богомазову).

А. В вертикальном разрезе по падению пласта. Б. В вертикальном разрезе по простиранию пласта. 1 — агрегат глинистых минералов, конкреций сульфидов железа и зерен галенита; 2 — крупнозернистые агрегаты галенита; 3 — барит; 4 — кальцит.

Выше, к висячему боку гнезда, располагаются зерна средне- и крупнозернистого галенита, заполняющие наиболее пониженную часть гнезда, а иногда и все гнездо в целом. Над галенитом лежат гребеночки барита совместно с зернами кальцита, а верхнюю часть гнезда составляет кальцит. Часто в пределах одного штуфа видно, как глинистые оторочки, подстилающие гнезда, продолжают за их пределами, приобретая типичный облик сутурностилолитовых поверхностей. На продолжении этих поверхностей через незначительные интервалы вновь появляются крупные зерна галенита или кальцитовые гнезда с галенитом, а в глинистом материале за пределами гнезд почти всегда присутствуют мелкие зерна галенита, марказита и пирита. Над крупными зернами галенита и кальцита

иногда наблюдается ореол перекристаллизации известняков в грубозернистые разности, внизу сливающийся с кальцитом, слагающим гнездо, а вверх — переходящий в микрозернистые разности. Под гнездом структура пород не претерпевает никаких изменений. Такое соотношение глинистых оторочек, рудных и жильных вкраплений указывает на тесную пространственную и генетическую связь сутурно-стилолитовых поверхностей, кальцито-баритовых гнезд и рудных вкраплений.

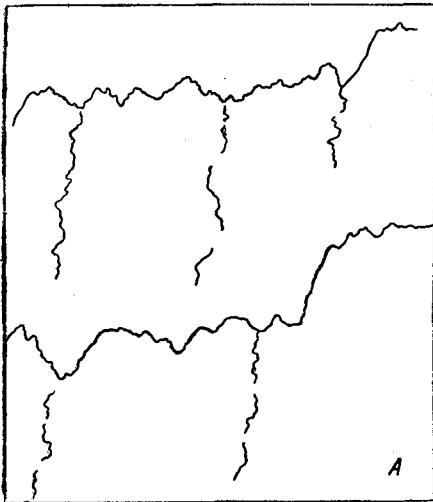
Значительно развит в Джергаланской группе месторождений прожилковый тип оруденения. По размерам и соотношению с сутурно-стилолитовыми поверхностями, почвой и кровлей рудоносного горизонта прожилки четко подразделяются на три группы.

*Прожилки первой группы* тесно связаны с сутурно-стилолитовыми швами и представляют собой извилистые образования, которые в одних случаях отходят от шва вниз на 2—10 см, в других — вверх; иногда прожилки бывают прямолинейны и располагаются в промежутке между двумя соседними сутурно-стилолитовыми швами, не сопрягаясь с ними или лишь крайне редко контактируя; толщина прожилков 0,5 — 5,0 мм (фиг. 31). Заполнены они частью глиной, частью зернами кальцита, к которым подмешаны мелкие зерна галенита.

*Прожилки второй группы* имеют в длину 0,5 — 2,5 м (при толщине 5—30 мм) и прослеживаются внутри всего рудного тела или даже рудоносного горизонта (фиг. 32 и 33). Они прямолинейны и генетически связаны с альпийской дизъюнктивной тектоникой, в частности — с крупным



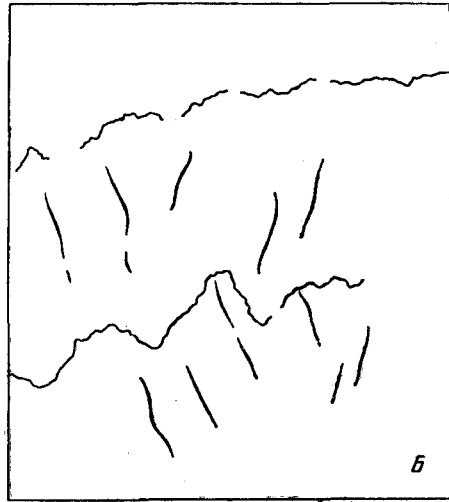
К р о в л я п л а с т а



А

П о ч в а п л а с т а

К р о в л я п л а с т а

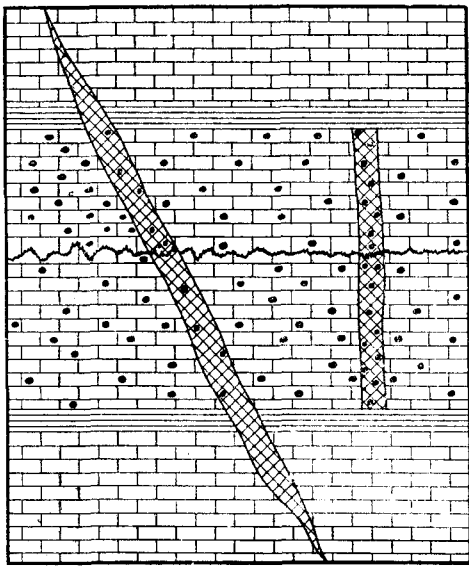


Б

П о ч в а п л а с т а

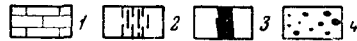
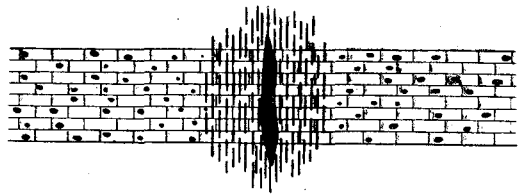
Фиг. 31. Типы прожилков в рудном горизонте.

А. Прожилки кальцита с галенитом ответвляются от сутуро-стилолитовых швов в сторону лежачего бока. Б. Прожилки располагаются между сутуро-стилолитовыми швами.



Фиг. 32. Схема соотношения секущих прожилков с сутуро-стилолитовыми швами и пропластками глин.

1 — известняк; 2 — к альцит секущих прожилков;  
3 — пропластки глин; 4 — вкрапленность галенита;  
5 — сутуро-стилолитовая поверхность.



Фиг. 33. Схема соотношения вкрапленного свинцового оруденения в пластообразном теле и линза галенита в секущей зоне.

1 — известняк; 2 — секущие трещины; 3 — линза галенита; 4 — вкрапленность галенита.

альпийским надвигом, проходящим в широтном направлении несколько южнее месторождения. Лишь часть прожилков несет рудную минерализацию, большинство же безрудно. Рудная минерализация приурочена исключительно к участкам трещин, проходящим в пределах рудоносных горизонтов. За пределами их, если прожилок сохраняется, он, как правило, рудной минерализации не несет.

*Третья группа прожилков* приурочена к мощным тектоническим, зонам с сильным дроблением пород. Такая зона прослежена на Чааркудукском месторождении выработками по простиранию на 190 м. В пределах пластообразных рудных тел эта зона является рудоносной; как правило, в ней присутствует оруденение в виде линз и интенсивной вкрапленности галенита совместно с прожилками и гнездами кальцита и барита.

В разделяющих рудные залежи безрудных известняках наблюдается лишь изредка вкрапленность галенита, в удалении же от пластообразных рудных тел на 10—15 м галенит не обнаруживается.

Из сопоставления с предыдущими примерами совершенно ясно, что структуры и текстуры Джергаланских месторождений указывают на длинную историю их развития. Пылевидная вкрапленность галенита отражает, очевидно, первичную форму рудного металла, лишь слегка подвергшегося перераспределению в диагенезе. Приуроченность вкрапленников и гнезд к сутурно-стилолитовым поверхностям указывает на второй этап перераспределения Pb и Zn, относящийся, вероятно, уже к катагенезу; при этом были использованы сутурно-стилолитовые поверхности, возникшие несколько раньше (по Г. П. Богомазову — в диагенезе). Прожилковое оруденение связано уже с альпийской эпохой, т. е. произошло на стадии позднего катагенеза.

Характерной чертой Джергаланских месторождений, общей для всей группы среднеазиатских месторождений (Миргалим-сай, Калкан-ата Западнобалхашских) является, как уже говорилось, постоянное присутствие в рудах барита. *Так как барит отнюдь не свойственен известковым морским отложениям аридных зон, то естественно возникает мысль, что в формировании среднеазиатских месторождений, возможно, принимали участие воды гидротермального типа, не обязательно связанные с магматическими интрузиями, но способствовавшие перераспределению рудных масс, перекристаллизации прилежащих к вкрапленникам и гнездам участков известняков и принесшие в эти гнезда барит.*

Источником барита могли служить эффузивно-осадочные толщи и, в частности, аркозовые песчаники, подстилающие рудные горизонты. В некоторых случаях (например Сумсарское месторождение) под влиянием горячих вод произошло даже значительное пространственное смещение рудного компонента: он оказался сконцентрированным на антиклинальных структурах и исчез в синклиналиях (Лурье, 1960).

Так, переходя от простейших геологических условий ко все более сложным, видим, как параллельно с этим усложняется и растягивается во времени на все больший срок история формирования рудных тел, все больше выдвигается в качестве рудообразующей катагенетическая стадия, а в числе факторов перераспределения руды начинают фигурировать горячие воды, не только перераспределяющие рудный элемент, но иногда и обогащающие месторождение новым компонентом — баритом.

Из сопоставления признаков меднорудных и свинцово-цинковых месторождений явствует, что и в условиях залегания рудных тел, и в их морфологии, и в текстурах, и в структурах руд очень много общего.

Нельзя не заметить вместе с тем, что в медных рудах первичные, седиментационно-диагенетические черты сохранились полнее и ярче, признаки же вторичного перераспределения под влиянием тектонических факторов (прожилково-жильная форма) выступают слабее, чем у руд Pb—Zn; иначе говоря, медные руды менее податливы к воздействию вторичных факторов, чем свинцово-цинковые. Вероятно, в этом дополнительно отражается меньшая геохимическая подвижность меди сравнительно со свинцом и цинком. А так как вторичные текстуры осадочных руд Cu—Pb—Zn близко сходны со структурами гидротермальных месторождений этих металлов, то естественно, что именно свинцово-цинковые стратифицированные руды гораздо дольше и упорнее относились к гидротермальным сравнительно с рудами меди. И если медистые песчаники многих месторождений уже давно признаны первично-осадочными, то для стратифицированных месторождений Pb—Zn реальность такого их генезиса выяснилась буквально в последние 10 лет, причем первостепенная роль в разработке правильных представлений на сей счет принадлежит советским геологам, а среди них недавно скончавшемуся М. М. Константинову.

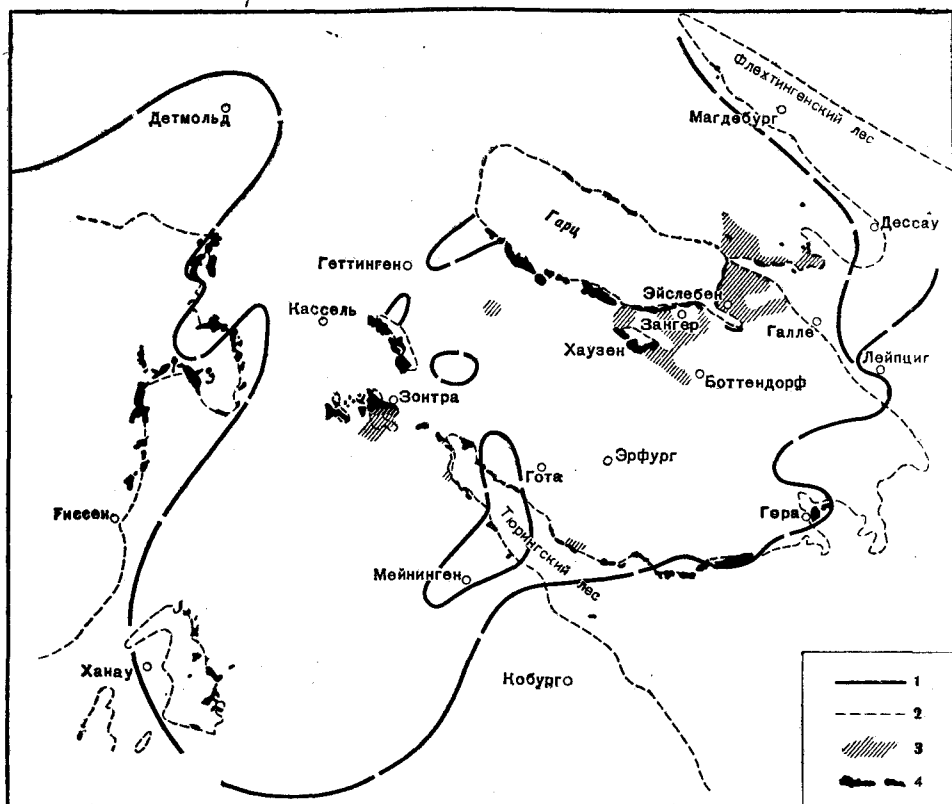
##### 5. СООТНОШЕНИЯ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ МЕЖДУ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ Cu И Pb + Zn

Так как в медистых песчаниках всегда присутствуют свинец и цинк нередко в значительных количествах, а в рудах Pb и Zn— медь, то естественно встает вопрос о соотношениях в пространстве и во времени этих трех элементов. Существуют ли здесь какие-либо закономерности, и если существуют, то в чем они заключаются и чем объясняются?

Анализ этого вопроса целесообразно начать с рассмотрения мансфельдских сланцев Германии, представляющих для нас в этом отношении исключительный интерес.

Мансфельдские сланцы представляют собою одну из базальных фаций нижнекехштейнового бассейна Германии, возникшую на площади огромного— около 20 000 км<sup>2</sup> — залива между Рейнскими сланцевыми горами, Тюрингским лесом, Гарцем и Флехтингенскими горами (фиг. 34). В основании цехштейна на всей этой площади находятся континентальные отложения верхнего красного лежня (das Obere Rotliegende), поверхность которого весьма неровна и образует то вздутия до 10—15 м высотой, то западины; вздутия, по крайней мере на площади самой мансфельдской мульды, рассматриваются немецкими геологами (Gillitzer, 1935; Kautsch, 1942; Eisenhut u. Kautsch, 1954 и др.) как остатки древних песчаных дюн, простиравшихся главным образом с СЗ на ЮВ впадины, а депрессии — как междюнные понижения. Цехштейновые отложения, покоящиеся на всхолмленной поверхности, начинаются так называемым *цехштейновым конгломератом*, небольшим — в 2—3 см — прослоем гравийного материала в песчаной основной массе, развитым, впрочем, не повсеместно, а локально; при отсутствии конгломерата, вышележащие горизонты располагаются на отбеленной (обесцвеченной) поверхности красного лежня (так называемый Weissliegende).

Вверх по разрезу конгломерат по резкому контакту сменяется медистыми мансфельдскими сланцами. Это черная битуминозная слоистая порода, резко обогащенная органическим веществом, залегающая небольшим пластом, мощностью всего 32—48 см. Несмотря на столь малую толщину пласта, петрографические особенности породы резко меняются по разрезу и весь пласт распадается на горизонты, получившие в горнорудной практике особые названия, варьирующие в разных частях общей



Фиг. 34. Палеогеография медисто-сланцевого бассейна (по А. Шюллеру).

1 — граница моря; 2 — граница герцинского фундамента; 3 — отложения вскрытые буровыми скважинами; 4 — поверхностные выходы пещштейна.

площади сланцев; поскольку эти названия необходимы для понимания дальнейшего, они воспроизведены в табл. 3 (по Eisenhnt, Kautsch, 1954).

Таблица 3

Подразделения разреза медистых сланцев (мощность в см)

| Мансфельдская муфта   | Зангерхаузенская муфта       |
|-----------------------|------------------------------|
| Dachklotz, 20—30      | Noberge und Unterwald, 22—30 |
| Schwarze Berge, 12—17 |                              |
| Köpfen, 0,8—1,2       |                              |
| Grauer Kopf, 4—6,5    |                              |
| Schwarzer Kopf, 2,5—4 | Schieferkopf, 10             |
| Kammschale, 2,6—4     | Blattschiefer, 5—6           |
| Grobe Lette, 4—6      | Schrammschiefer, 5—6         |
| Feine Lette, 2—5      | Erzschiefer, 5—6             |

Параллельно изменению внешних петрографических признаков породы меняется и ее состав.

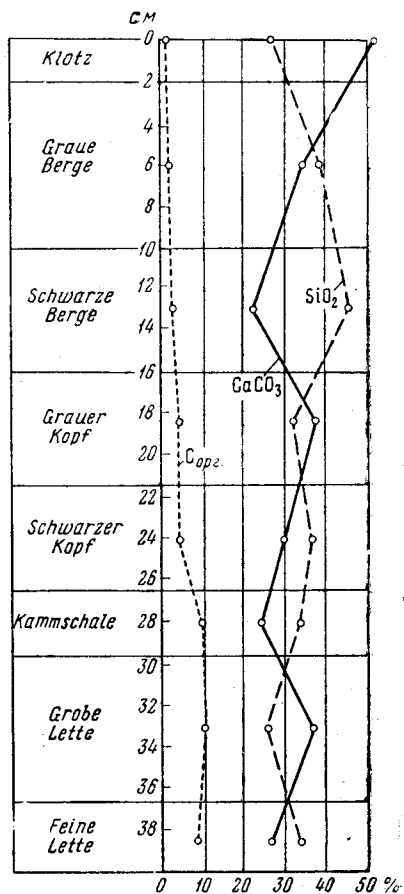
Как видно на фиг. 35, терригенный компонент, обильно представленный в базальном слое сланца (до 35% SiO<sub>2</sub>), убывает по направ-

лению вверх, содержание же карбонатов, напротив, возрастает;  $C_{орг}$  внизу достигает 10%, сверху снижается до 2%, а иногда и до 0,45%. В общем же сланцевый горизонт резко обогащен органическим веществом и по крайней мере в нижней своей половине представляет собою настоящий горячий сланец.

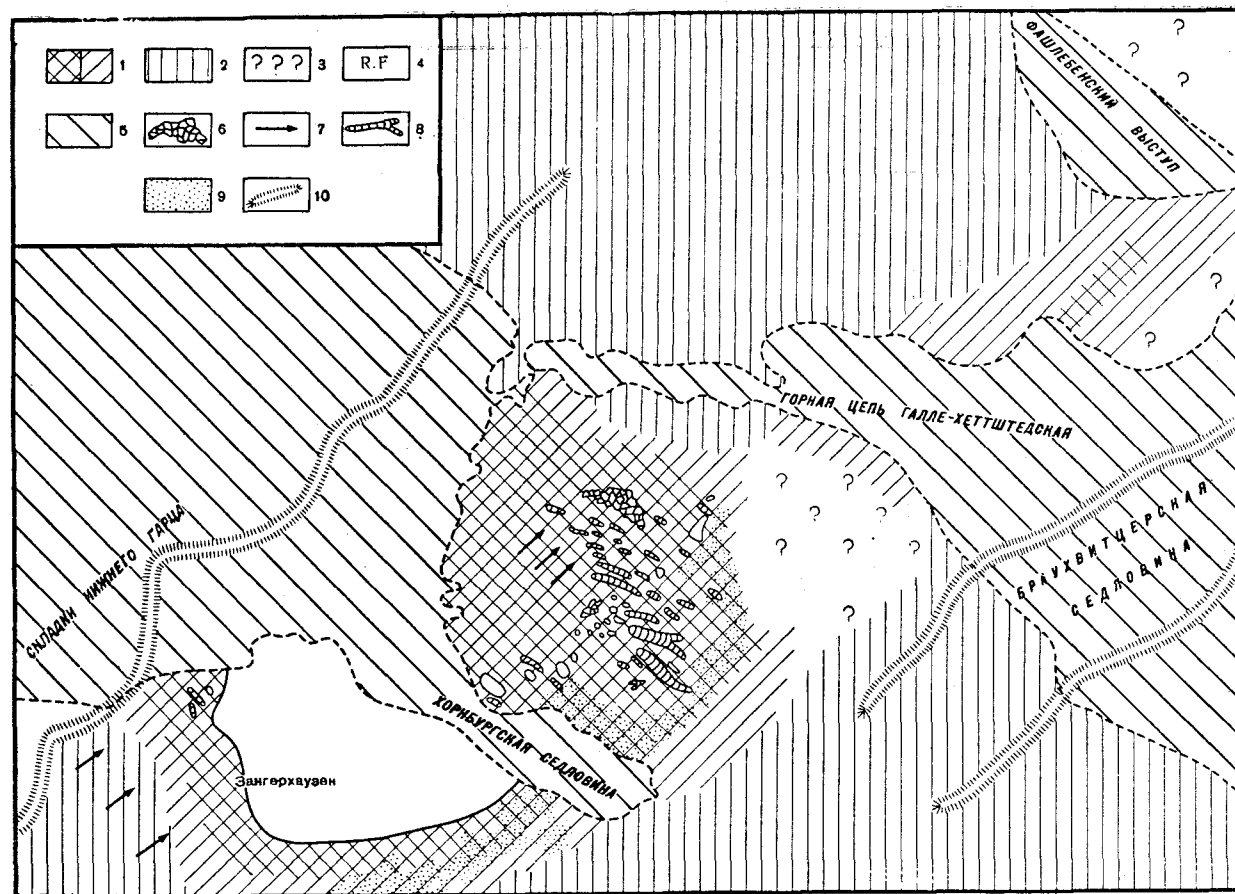
Фациальная природа сланцев не вполне ясна. Судя по тонкости терригенного материала (глина с небольшой примесью алевритовых частиц) и по сохранению тонкой слоистости, это —

отложение относительно глубоких участков водоема, во всяком случае ниже зоны взмучивания; по определениям разных исследователей, глубины колебались от 10—15 до 50 м, и лишь один И. В. Помпецкий (Pompecki, 1921) считал сланцевый водоем глубоководным, аналогичным Черному морю; это представление, однако, мало кем разделялось. К сожалению, более прибрежные, по сравнению со сланцевой, фации почти не сохранились; лишь кое-где по периферии сланцевой площади начинается постепенное опесчанивание породы, доказывающее, что по направлению к берегу сланцевая фация переходила в обычные алевритовые, а затем и песчаные отложения, окаймлявшие сланцевую область более или менее широкой полосой. Гораздо интереснее другой фациальный переход сланцев — в красноцветные отложения, в так называемые Rote Fäule («красный гнилец»). Это разновидность глинисто-мергельного сланца, отличающаяся от обычного типа своим красным цветом и несколько меньшей плотностью. Переход от обычного сланца в Rote Fäule происходит постепенно: в черной породе появляются вначале отдельные красные пятна, которые затем увеличиваются в размерах, числе и, наконец, сливаются в сплошной массив красной породы. На площади распространения нормальной сланцевой породы Rote Fäule явно тяготеют к периферии морского бассейна, вдоль которой и образуют более или менее крупные полосы и участки. Таким образом, черноцветные медистые сланцы по периферии своей площади переходят в участки красноцветных сланцев, которые, однако, не образуют, по-видимому, сплошного кольца, но располагаются лишь более или менее крупными участками. Иногда пятна Rote Fäule встречаются и в средних частях черноцветных сланцевых отложений (фиг. 36). По Гиллицеру, фация Rote Fäule — это участки, в которых происходил подток пресной речной воды в цехштейновый сланцевый морской бассейн.

После известной статьи И. В. Помпецкого (1921), сопоставлявшей сланцевый бассейн Германии с Черным морем, в немецкой литературе укрепился взгляд на «медисто-сланцевое море» как на бассейн с водой, зараженной сероводородом в своей придонной части; такое толкование



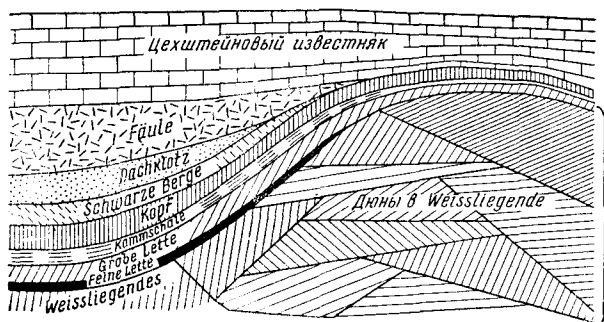
Фиг. 35. Распределение  $CaCO_3$ ,  $SiO_2$  и  $C_{орг}$  в разрезе мансфельдских сланцев (по Каушу).



Фиг. 36. Палеогеография мансфельдской мульды (по Каушу).

1 — пласты промышленные; 2 — пласты непромышленные; 3 — не изучено; 4 — Rote Faule; 5 — герцинские структуры; 6 — трещины высыхания; 7 — направление ветра; 8 — дюны; 9 — конгломерат; 10 — холмистые зоны.

широко используется при разборе генезиса оруденения. Несмотря на распространенность этого взгляда, все же приходится отметить, что едва ли он отвечает действительности. Дело в том, что среди органических остатков в медистых сланцах обнаружены, помимо весьма многочисленных, скелетов рыб, цефалопод и занесенных с суши растительных остатков, также раковины несомненных донных форм: одного вида ехинодермат, 6 видов брахиопод, одного вида гастроподы, 4 видов мшанок, 10 видов ламеллибранхиат. Все эти формы, конечно, никак не могли бы существовать, если бы наддонная вода была заражена сероводородом. О том же говорят и находки Rote Fäule в виде отдельных пятен *вдали от берега, среди черноцветных пород.*



Фиг. 37. Поперечный профиль через мансфельдские сланцы (по Каушу).

Для дальнейшего важно отметить еще одну характерную особенность медистых сланцев. Залегая на неровной поверхности Weissliegendes, сланцевая пачка отчетливо реагирует на рельеф ложа. Как показано на фиг. 37, мощность пачки увеличивается в западинах рельефа и уменьшается на выступах его. При этом некоторые слои сланцевого разреза, а именно верхней его части — Schwarze Berge, Dachklotz, Fäule, вовсе исчезают на выступах. Очевидно, в эпохи формирования этих слоев выступы находились у поверхности воды, в зоне взмучивания, что и тормозило возникновение на них тонкозернистых осадков.

Поскольку в «медисто-сланцевом море» мы имеем дело с осадконакоплением платформенного (шельфового) моря, для которого типична среднегодовая скорость накопления 0,02 — 0,03 мм, то, очевидно, время отложения медистых сланцев отличалось большой краткостью и длилось всего около 30 000 лет. При этом длительность возникновения отдельных членов сланцевой пачки была совсем малой, а именно: Feine Lette — 1400 лет; Grobe Lette — 2000 лет; Kammschale — 1320 лет; Schieferkopf — 3400 лет, Köpfen — 400 лет; Schwarzer Kopf — 7000 лет; Dachklotz — 15 000 лет. В масштабах геологического времени *период возникновения медистых сланцев представляет собою, в сущности, геологическое мгновение.*

Оруденение, сосредоточенное в ничтожной по мощности, но огромной по площади пачке, отличается внушительными размерами. Представление о них дает следующий прикидочный подсчет Г. Рихтера (Richter, 1941). «Меденосность, — пишет он, — мы можем до некоторой степени точно подсчитать для площади около 500 км<sup>2</sup>, если использовать данные горных работ и всех разрозненных буровых. Этот ареал содержит около 5 млн. т металлической меди. Если теперь мы возьмем в качестве средней лишь четвертую часть этой величины, то получим для площади между Верхней Фульдой и Флехтингенской горной цепью, равной приблизительно,

20 000 км<sup>2</sup>, округло 50 млн. т меди. Соответственно для цинка на той же площади это будет около 200—250 млн. т и около 100—150 млн. т для свинца» (Рихтер, 1941, стр. 53). Эти приблизительные подсчеты, конечно очень грубы. Но в них отчетливо проступает не только огромность месторождения, но и его сложный полиметаллический характер с преимущественным развитием в целом свинца и цинка, а не меди (как считалось недавно!). Полиметалличность месторождения делает его особенно интересным для изучения пространственных соотношений накоплений разных металлов.

Очень существенно также и то, что *оруденение медистых сланцев несомненно является первичным, точнее седиментационно-диагенетическим, что сейчас общепризнано*. Это отчетливо вытекает из форм нахождения рудных минералов. Медистые сланцы принадлежат к числу типичных вкрапленных руд. Макроскопически различаются вкрапленники и линейчатая руда — *Erzlineale*. *Вкрапленники* представляют собою округлые тела и линзы в доли миллиметра толщиной и до нескольких миллиметров длиной, образованные борнитом и халькозином (медным блеском); иногда встречаются цинковая обманка и свинцовый блеск. *Erzlineale* есть не что иное, как вытянутое в плоскости наложения тесное скопление вкрапленников, достигающее в длину нескольких сантиметров, а в толщину нескольких миллиметров.

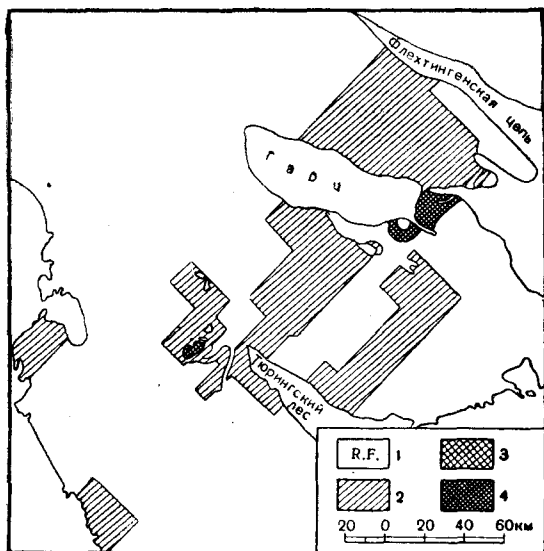
Наряду с этими относительно крупными формами руды микроскоп обнаруживает огромное число рудных микровыделений. Г. Шнейдерхён (Schneiderhöhn, 1921) различает среди них четыре типа. Один из них представляет «рудные точки» размерами всего 0,1  $\mu$ , сложенные халькопиритом; они в бесчисленном множестве рассеяны в глинисто-битуминозном веществе сланцев. Ко второму относятся округлые или палочкообразные тела 4—8  $\mu$  в диаметре и до 20  $\mu$  в длину, которые представляют собою скопление множества округлых телец первого типа; образованы халькопиритом. Третий тип — это округлые, эллиптические, иногда пережатые, тельца тех же размеров, что и второго типа, но сложенные борнитом или халькозином и без признаков состава из более мелких телец. Четвертый тип телец сходен с третьим, но отличается от него несколько большими размерами и тем, что по периферии имеет каемки из мельчайших кристаллов халькопирита. Третий тип описанных микрорудных выделений (с борнитом и халькозином) связан, по Шнейдерхёну, постепенными переходами с вкрапленниками и через них с *Erzlineale*.

Весьма характерны соотношения рудных минералов с карбонатным материалом — кальцитом, доломитом, сидеритом, которые встречаются в породе виде таких же округлых тел и линзочек, что и руда. Рудные минералы в одних случаях образуют тонкие корочки вокруг карбонатных выделений, в других — замещают их в большей или меньшей степени, порою целиком. Чрезвычайно важно при этом, что *в случае известковых и рудных телец и линз порода, вмещающая их, обтекает эти тельца, приспособляясь к их форме*. Это означает, что *рудные тельца и карбонатные выделения возникли очень рано, когда осадок был еще совсем мягким и пластичным и мог в залегании своих слоев приспособляться к присутствующим в нем твердым включениям*.

Г. Шнейдерхён (1821) считает, что рудные микровыделения второго из выделенных им типов представляют собою оруденелые тела серных бактерий, а «рудные точки» (первый тип) — даже оруденелые капельки серы, образованные серными бактериями, но вышедшие в осадок за пределы бактериальных клеток. А. Шюллер (Schüller, 1957) рассматривает карбонатные тела и линзы как остаток известковых водорослей. Таким образом, как бы устанавливаются связи оруденения с организмами цехштейна и тем самым особенно выявляется и подчеркивается сингенетичность оруденения отложению вмещающей породы. Нужно сказать, однако, что



и толкование Шнейдерхёна и идея Шюллера являются, в сущности, просто догадками, под которыми нет никакого достоверного обоснования. С гораздо большим правом, опираясь на аналогичные выделения диагенетических минералов в современных осадках, можно рассматривать рудные тельца и линзочки карбонатов как неорганические образования, возникшие в раннем диагенезе, в процессе микроперераспределения аутигенных минералов, как это было описано в главе X второго тома. Какое бы



Фиг. 38. Схема распределения меди на площади мансфельдских сланцев (по Каушу).

1 — Rote — Fäule; 2 — 0 — 5 кг/м<sup>2</sup>; 3 — 5 — 12 кг/м<sup>2</sup>; 4 — 12 кг/м<sup>2</sup> и выше

из генетических толкований рудных вкрапленников и микровыделений не оказалось правильным, достоверно одно, что они представляют собою чрезвычайно ранние образования и что, стало быть, *оруденение медистых сланцев первично-осадочное, а не эпигенетическое, что сейчас для нас единственно и важно.*

Полноты ради добавим, что в верхнемеловое и третичное время медистые сланцы были разбиты серией трещин широтного и северо-западного простирания, которые затем были заполнены кальцитом и баритом, включающими несколько рудных парагенезов: более ранний  $Vi-Ni-Co$ , более поздний  $U-Mo-Re$  и, наконец,  $Cu-Pb-Zn$ . Рудные элементы последней генерации были частично вынесены за пределы жил, что в ряде случаев сопровождалось некоторым обогащением прилежащих к жилам участков медью, серебром, цинком, свинцом. Степень такого обогащения, однако, невелика; пространственно оно тяготеет к ближайшим околожильным участкам и потому на общей картине распределения первичного оруденения практически не сказывается, что для нас имеет первостепенное значение.

Как же распределены на обширной площади медистых сланцев накопления меди, свинца, цинка?

Ответ на это дают чрезвычайно интересные геохимические карты, опубликованные в 1941—1942 гг. Р. Рихтером и Е. Каушем.

Как видно на фиг. 38, повышенные и высокие содержания меди в сланцах ( $> 8$  кг/т) локализованы в четырех ограниченных пунктах: в Мансфельдской мульде (между юго-восточными отрогами Гарца), в Зангерхау-

зенской мульде (к югу от Гарца), в районе Рихельсдорфа (к СЗ от хребта Тюрингенский лес) и у Хасселя (и Гродицберга) по северо-восточной окраине того же хребта. За пределами указанных участков, т. е. на подавляющей части площади распространения сланцев, содержания меди очень низки или едва улавливаются (5—0 кг/т).

Таким образом, отчетливо устанавливается локальность, площадная ограниченность накопления меди в пределах общей территории развития медистых сланцев.

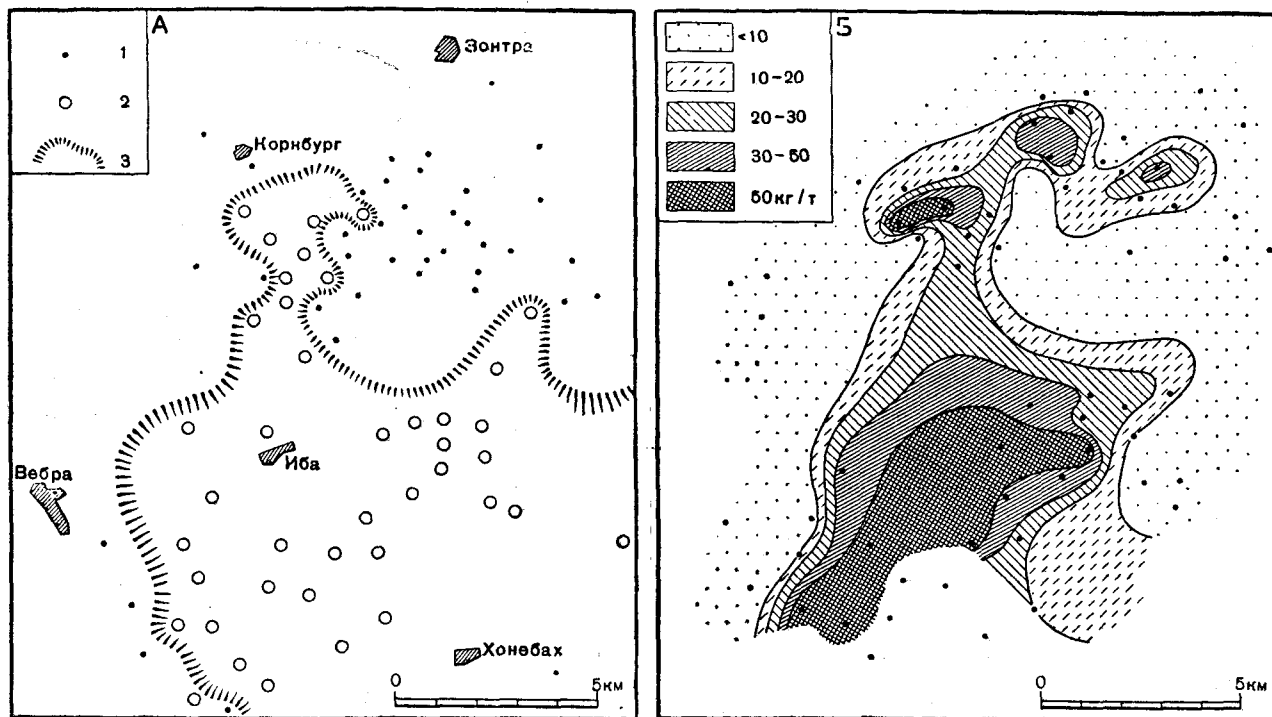
Обращаясь к палеогеографии медисто-сланцевого бассейна и к тектонической структуре его ложа, нетрудно убедиться, что районы интенсивного меденакпления локализируются в прибрежных зонах бассейна, которые примыкали частью к высоким выступам вариссийского фундамента (около Гарца, около Тюрингенского хребта), частью к краевой зоне более низкого Средненемецкого поднятия, которое палеогеографически проявлялось тогда как цепь более или менее крупных островов и отмелей. Это обстоятельство чрезвычайно важно, ибо указывает на довольно ограниченную геохимическую подвижность меди в физико-географических условиях цехштейнового бассейна.

В пределах прибрежной зоны удалось наметить ряд более частных закономерностей, контролирующих появление высоких концентраций меди. «Было установлено, — пишет Е. Кауш (1942), — что на участках, наиболее близких к выступам (и, значит, к береговой линии. — Н. С.), в медистых сланцах медных руд, заслуживающих эксплуатации, нет. Эта нерудная (taube) прибрежная зона по направлению к более внутренним частям котловины сменяется полосой, более богатой медью и несколько далее удаленной от берега, которая вновь в открытом море замещается площадью с бедным медным оруденением».

Таким образом, будучи накоплением, вообще говоря, прибрежным, медные руды цехштейнового бассейна все же оказываются несколько отодвинутыми от непосредственно береговой линии.

Очень интересно и существенно установление явно выраженных соотношений между рельефом дна меденосной полосы и интенсивностью концентрации меди в осадках. Мы видели выше, что на поднятиях, отвечающих дюнам, мощность медистых сланцев падает, в западинах же между дюнами — возрастает. Оказалось, что одновременно содержание меди (в кг/т) на поднятиях уменьшено, в западинах же значительно повышено. Поучительным примером такого рода связи между концентрациями меди и рельефом меденакпляющей полосы является ситуация, изображенная Г. Рихтером (1941) на детальных картах (фиг. 39, А и Б). На первой из них изображено ложе медистых сланцев; обращает на себя внимание узкая, прихотливых очертаний, полоса (у Корнбурга), в которой ложем сланцев являются конгломераты красного лежня. Карта изопакит в ложбине дает резко увеличенные мощности нижнего цехштейна, что, несомненно, указывает на депрессивный характер полосы в начале цехштейна. Из фиг. 39Б, изображающей распределение меди в медистых сланцах (верхний горизонт Sanderze), явствует, что наибольшие концентрации металла совпадают именно с депрессивной областью. Эти примеры позволяют сделать общий вывод: на площади прибрежной зоны потенциального меденакпления наибольшие концентрации медных руд явственно тяготеют к отрицательным элементам рельефа дна, какого бы генезиса эти понижения ни были.

Еще более интересно обнаружение связей медного оруденения с участками Rote Fäule. Сама по себе эта красноцветная фация нерудоносна: содержания меди в ней очень низкие и далекие от промышленных, причем единственным рудным минералом, в ней присутствующим, является борнит (Hoffman, 1924). Но участки черных медистых сланцев, непосредственно прилегающие к Rote Fäule, как правило, показывают явное обогащение медью и дают богатую руду. Эти соотношения хорошо видны, например, на участке Зангерхаузенской мульды, изображенном на



Фиг. 39. Фации и распределение меди в Рихельсдорфских горах (по Г. Рихтеру).

А. Фации. 1 — корнбергерский дюнный песок; 2 — конгломерат; 3 — границы впадины. Б. Содержание меди.

фиг. 40. Прибрежная, непосредственно у Гарца расположенная, опесчанная зона лишена медных руд. Следующая за ней зона Rote Fäule также не содержит их. Но черные сланцы, распространенные непосредственно к западу от Rote Fäule, характеризуются максимальным меденакплением — свыше 10 кг/т. То же наблюдается и в других случаях. *Тяготение рудных концентраций меди к области стыка красноцветной и черноцветной фацій медистых сланцев является одной из общих закономерностей распределения медных руд в этих сланцах.*

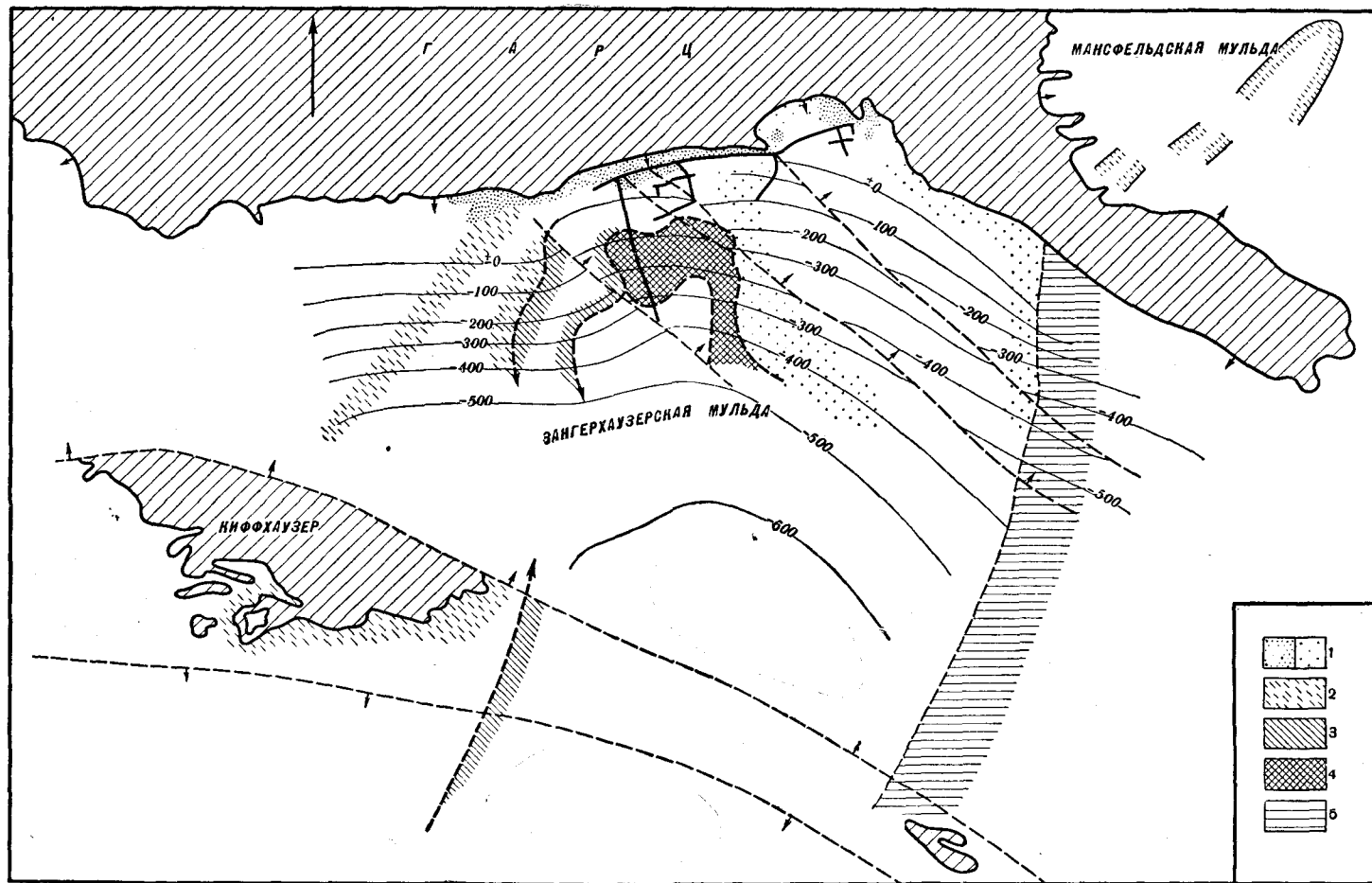
Итак: *прибрежное положение меденосной полосы около герцинских массивов; усиленное накопление руд в отрицательных элементах рельефа этой полосы и ослабленное вплоть до отсутствия на положительных; наконец, тяготение рудных концентраций к зоне стыка красноцветных и черноцветных фацій — вот основные закономерности накопления меди в меденосных нижнекехштейновых отложениях Германии.* Как следует из фиг. 41, А и Б, совершенно те же соотношения наблюдаются в распределении серебра, которое в условиях цехштейнового бассейна является полным аналогом меди.

Существенно иначе выглядит распределение свинца и цинка. Как следует из сравнения фиг. 38 и 42, *свинцовые накопления явно сдвинуты в открытое море относительно медных, а накопления цинка еще дальше в пелагическом направлении относительно руд свинца.* Иначе говоря,  $Cu-Pb-Zn$ , в условиях цехштейнового бассейна образуют рудную триаду, внутри которой медь показывает наименьшую геохимическую подвижность, свинец — большую, а цинк — максимальную. Это обстоятельство позволяет различать внутри нижнекехштейнового бассейна три последовательно сменяющие друг друга рудные фаии: меденосную, свинцоворудную и цинконакопляющую.

Помимо распределения этих руд на площади, большой интерес вызывает изучение распределения  $Cu-Pb-Zn$  в вертикальном разрезе через медистые сланцы. Такого рода исследование было проведено Г. Рихтером (1941); его результаты изображены в виде профилей, на фиг. 43, 44. Один из профилей дает распределение в частных разрезах Рихельсдорфского участка, другой — усредненные значения для этого участка в целом; остальные — для Мансфельдской мульды в целом, для Зангерхаузенского района и для Хасселя в Нижней Силезии (т. е. для всех крупных площадей развития медистых сланцев). Сущность картины везде одинакова: медь дает максимальные накопления в самом нижнем горизонте сланцев Feine Lette (иногда даже в подстилающем Weissliegende); свинец — в более высоком горизонте (Grobe Lette), а цинк — в верхней части сланцевой пачки Schwarzer Kopf. Получается впечатление, что чем геохимически более подвижен элемент, тем к более высокому горизонту сланцевой пачки приурочено его накопление. По вертикали в своеобразно измененной форме повторяется то же, что мы видели на площади (т. е. по горизонтали).

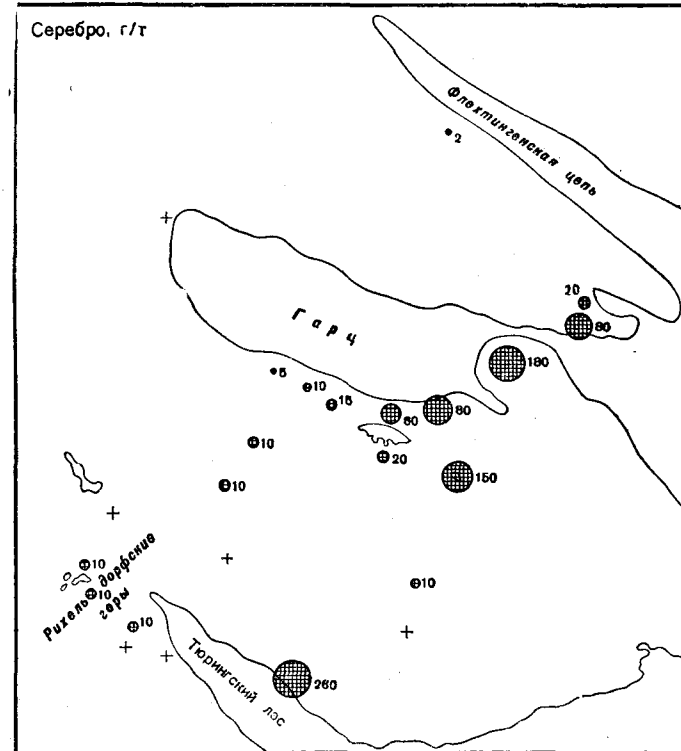
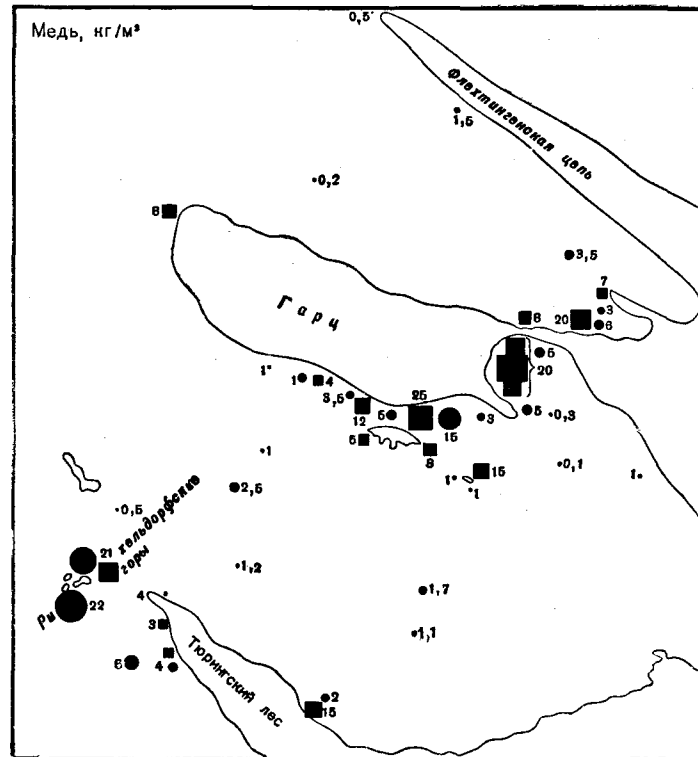
Так как абсолютная длительность образования мансфельдских сланцев ничтожна, то *сущность процессов распределения  $Cu-Pb-Zn$  на площади бассейна являет собою реальный пример химической дифференциации элементов, происходящих в бассейн одними и теми же речными водотоками.* Распределение этих же элементов по вертикали демонстрирует, очевидно, химическую дифференциацию во времени, обусловленную последовательным изменением состава поступающих в водоем растворов.

Установление закономерностей распределения элементов в медистых сланцах Германии неизбежно ставит вопрос: являются эти закономерности частными, специфическими для данного месторождения, или же свойственны также и другим месторождениям? Здесь нужно различать два случая: когда накопления  $Cu-Pb-Zn$  образуют тесно связанные друг



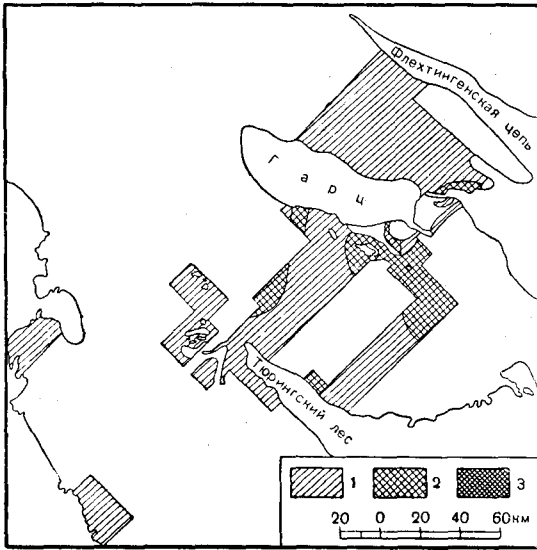
Фиг. 40. Распределение меди в районе Зангерхаузена (по Гофману).

Содержание меди (кг/м<sup>2</sup> Cu): 1 — от 0 до 8; 2 — от 8 до 10; 3 — свыше 10; 4 — Rote Fäule; 5 — фация открытого моря.

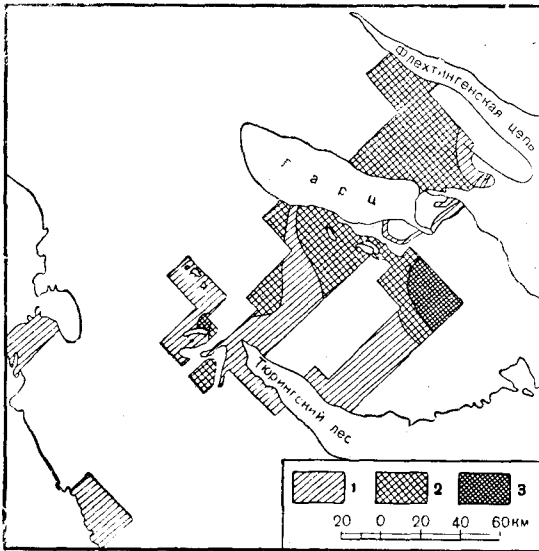


Фиг. 41. Распределение меди (А) и серебра (В) на площади мапфельдских сланцев (по Рихтеру).

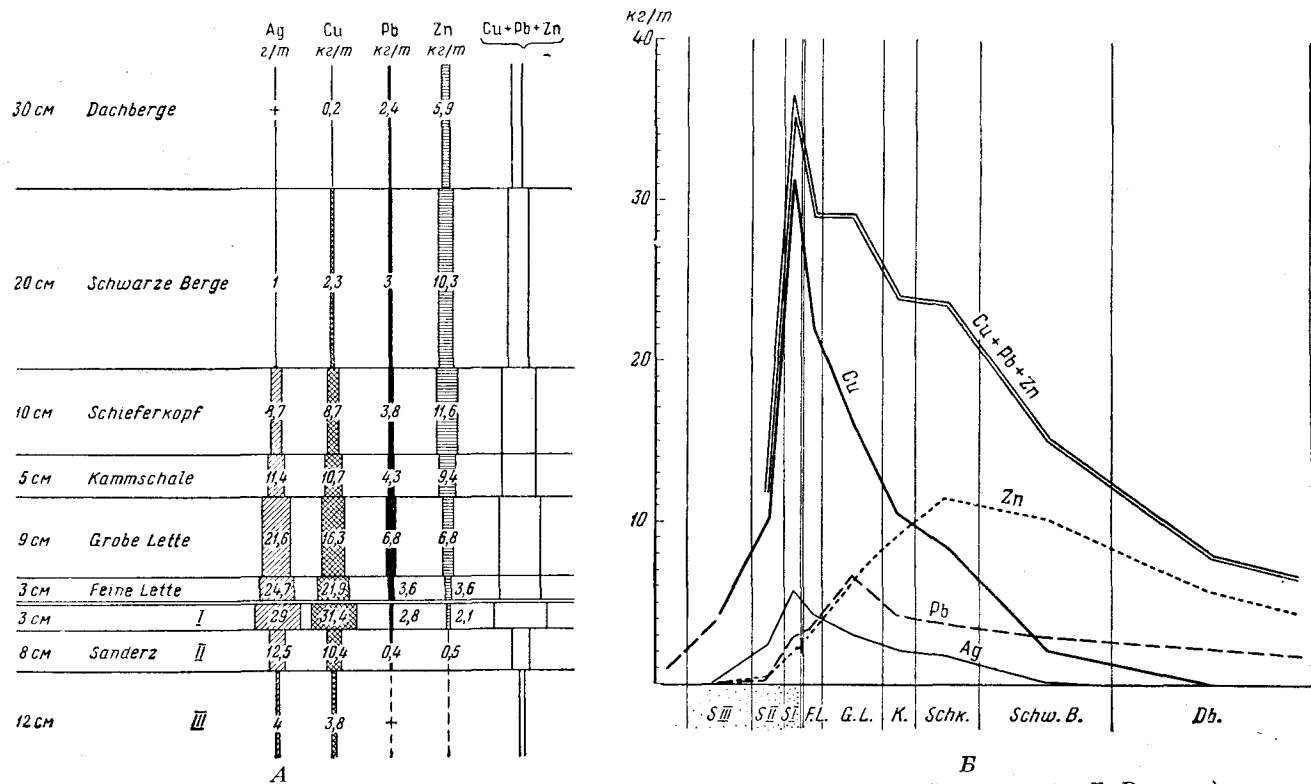
А



В



Фиг. 42. Схемы распределения свинца (А) и цинка (В) на площади мансфельдских сланцев (по Каушу).  
1—0—5 кг/м<sup>2</sup>; 2—5—30 кг/м<sup>2</sup>; 3—30 кг/м<sup>2</sup> и выше

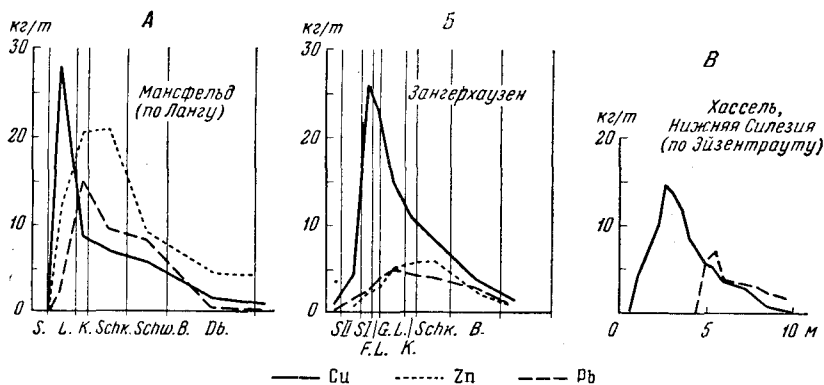


Фиг. 43. А. Распределение металлов в разрезе одной из залежей Рихельсдорфских гор (по Г. Рихтеру).  
 Б. Кривые распределения металлов по усредненным данным для всех буровых Рихельсдорфских гор (по Г. Рихтеру).



с другим тела, переходящие одни в другие, и когда они существуют как изолированные пространственно и стратиграфически месторождения.

Второй случай распространен гораздо более, чем первый. Он указывает, очевидно, на то, что питание рудными компонентами происходило в разных месторождениях независимо друг от друга и в резко разные времена. Это обстоятельство по существу снимает вопрос о характере генетических соотношений между рудами Cu, с одной стороны, и Pb — Zn, с другой. Но в случае тесной сближенности руд идея о питании полиметаллического



Фиг. 44. Кривые распределения металлов: А — в мансфельдских сланцах; В — в медистых сланцах Зангерхаузена; В — в медистых мергелях Хасселя Нижней Силезии (по Рихтеру).

S. — песчаная руда; F L. — Feine Lette; G. L. — Grobe Lette; L. — Lette вообще; K. — Kammschale; Schh. — Schieferkopf; Schw. B. — Schwarze Berge; B. — Berge вообще; Db. — Dachberge.

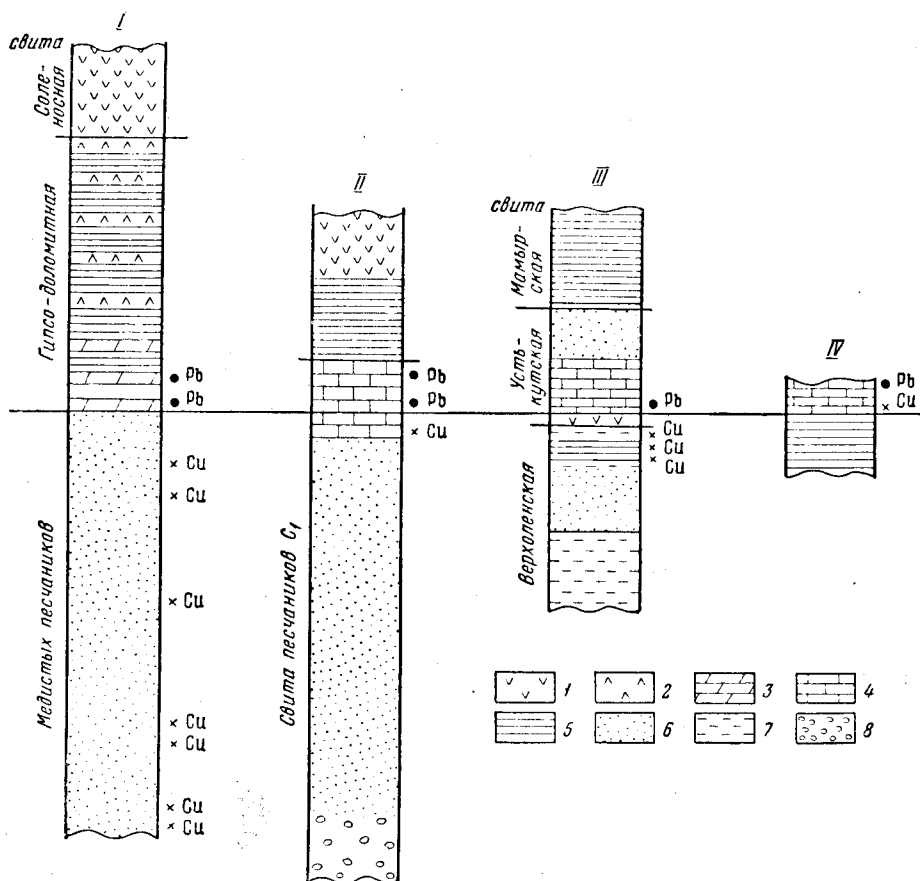
месторождения из одного общего источника неизбежна, а стало быть необходимо и изучение вопроса о пространственных и временных соотношениях накоплений разных рудных элементов. К сожалению, сейчас, насколько мне известно, нет осадочных полиметаллических месторождений, на площади которых распределение Cu, Pb и Zn было бы изучено так же подробно, как в медистых сланцах Германии, но все же некоторые небезынтересные наблюдения имеются.

Так, в Джеккаганском месторождении, по Л. И. Иванкову и др. (1957), «закономерность в вертикальном расположении компонентов, в случае полиметаллического оруденения, выражается рядом (снизу вверх): медь → свинец → цинк». Та же последовательность выявлена и в плане залежей. Следует особо отметить вполне определенное положение серебра в ряду основных минералов. По данным полуколичественного спектрального и пробирного анализов устанавливается, что концентрация серебра в халькозин-борнитовых рудах в 4—5 раз больше, чем в халькопирит-пирит-галенитовых. В зоне чисто халькозиновых руд в кварц-кальцитовых жилах было найдено самородное серебро в виде проволочных выделений, явно не связанное с супергенными процессами (залежь Петро-8).

«Единичные анализы на серебро минералогически чистых халькозина и галенита показали, что концентрация серебра в халькозине больше в 10—15 раз, чем в галените. Таким образом, в условиях Джеккагана серебро и свинец обособляются друг от друга, и имеет место явное разобщение этих элементов» (Иванков; 1957, стр. 261—262).

Все это полностью воспроизводит соотношения, наблюдающиеся в Мансфельдском месторождении.

На фиг. 45 представлены разрезы Артемовской котловины, Ленского, Джергаланского районов, горы Богдо и показано распределение в них медного, свинцового и цинкового оруденения. Бросается в глаза одно и то же соотношение: *накопления меди всегда приурочиваются к нижним частям рудоносного разреза, свинца и цинка — к более верхним.* При этом медь концентрируется по большей части в обломочных, песчано-глинистых



Фиг. 45. Распределение Cu и Pb в некоторых месторождениях.

I — Артемовская котловина; II — Джергаланский район; III — Ленский район; IV — Большое Богдо

1 — соленосные отложения; 2 — гипс; 3 — доломит; 4 — известняки; 5 — глины и глинистые сланцы; 6 — песчаники; 7 — мергели; 8 — конгломераты.

породах, Pb + Zn — в карбонатных. Вертикальное расстояние между разными рудоносными горизонтами сильно варьирует; иногда эти горизонты весьма сближены, но иногда отстоят один от другого на значительном расстоянии.

Опять повторяются принципиально те же соотношения, что в медистых сланцах Германии и в Дзезказгане. Но там смена оруденений по вертикали отражала смену тех же рудных фаций по горизонтали, на площади бассейна. Естественно возникает мысль, что и в изображенных на фиг. 45 бассейнах имеет место такое же соответствие вертикального распределения рудных фаций горизонтальному. Только первое по условиям обнажен-

ности наглядно выступает при изучении разреза, второе же скрыто и требует специального исследования.

Весьма интересны пространственные соотношения между Pb и Zn в собственно свинцово-цинковых месторождениях. Они, вообще говоря, сложны.

В Верхнесилезском среднетриасовом бассейне, например, по М. М. Константинову (1959), «замечается вполне отчетливое их обособление как по вертикали, так и по площади. В главном рудном пласте отмечается концентрация сфалерита в средней и нижней его части, а галенита — в верхней. Верхний пласт повсюду, главным образом, галенитовый. Таким образом, по вертикали отмечается тяготение цинка к нижним горизонтам, а свинца к верхним. В данном случае такое распределение в главной мере объясняется вторичным перераспределением металлов. В площадном направлении металлы распределяются таким образом, что в Бытомской мульде (см. фиг. 29) концентрируется преимущественно цинк, в Тарновской — свинец. Хшановская, Длугошинская, Чарнов-Журадская мульды занимают среднее положение, а Олькушко-Сежежская зона характеризуется повышенной ролью свинца». В других месторождениях конкретные соотношения Pb и Zn иные: Pb концентрируется внизу пласта, Zn — наверху; но одна особенность должна быть подчеркнута: *в сравнении со свинцом, накопления цинка обычно распределены более широко как в стратиграфическом диапазоне месторождения, так и по площади.* Это обстоятельство следует связывать, по-видимому, с большей геохимической подвижностью цинка сравнительно со свинцом.

Если все эти соображения верны, тогда, очевидно, более или менее выраженная химическая дифференциация в пространстве и времени элементов, когда они идут в многокомпонентных растворах, действительно имеет место, и полиметаллические месторождения Cu — Pb — Zn дают наглядную модель этого процесса. Но сами такие случаи, по-видимому, все же единичны.

## 6. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ Cu — Pb — Zn В ОТЛОЖЕНИЯХ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Ознакомившись вкратце с основными фактами, касающимися месторождений Cu — Pb — Zn, рассмотрим механизм, создающий эти накопления и распределяющий их внутри аридных областей. Речь идет здесь прежде всего об источниках металлов, формах их переноса и осаждения, возникновении аутигенных минералов и соотношениях между разными металлами в пространстве и во времени.

Вопрос об источниках Cu — Pb — Zn и сопутствующих им элементов только в редких случаях допускает сколько-нибудь убедительное решение и то лишь в общей форме. Так, медистые песчаники Приуралья давно и единодушно связываются с разрушением медноколчеданной полосы Урала. Медистые сланцы Мансфельда долгое время связывались с гранитами и сопровождающими их рудными жильными породами Гарца; но обнаружение А. Шюллером (1957) обломков пропилитизированных эффузивных пород со следами рудных минералов заставляет расширить круг возможных материнских пород и включить в него также эффузивы эпохи мертвого красного лежня. Еще шире был возможный круг источников меди при возникновении Джекказганского месторождения. «В породах древнего кристаллического фундамента в пределах Джекказган-Улутавского района известны многочисленные эндогенные месторождения цветных и редких металлов, связанные с каледонскими гранитоидами, а в девонской красноцветной толще широко распространены осадочные медные месторождения типа медистых песчаников, аналогичные джекказганским. Продукты размыва этих месторождений сносились в Джекказган-

Сарысуйскую впадину и в ее периферические бассейны, в том числе и в полузамкнутый Джекказганский залив. Позднекаледонские адамеллиты и гранит-порфиры Эскулинского поднятия, обогащенные медью до 0,16%, барием и серой, несомненно служили одним из источников этих элементов в рудах Джекказгана» (Попов, 1959, стр. 203). Наконец, еще одними из возможных материнских пород для медных руд были эффузивы, формировавшиеся в период накопления меденосной свиты, в частности — в бассейнах рр. Джаксы-кон и Сюрту-су. Источником свинца для девонских месторождений Приташкентского района и Сумсара были, по Е. Л. Абрамович и А. М. Лурье, более древние девонские же эффузивы прилегающих районов.

Этими примерами едва ли не исчерпывается круг месторождений, для которых еще возможно, хотя и в очень общей форме, как-то конкретизировать представление об источниках металла. В подавляющем же большинстве случаев нельзя дать даже и таких общих указаний, и речь идет лишь о каких-то коренных (гидротермальных и др.) месторождениях  $Cu - Pb - Zn$ , ныне уничтоженных, либо о магматических комплексах, обогащенных названными металлами и также обычно не дошедших до нас. Подчеркнем характерную черту в этих представлениях: *необходимость первичной обогащенности пород  $Cu - Pb - Zn$* . Она выдвигается в качестве посылки потому, что кларковые содержания этих металлов слишком низки, а в седиментационном процессе не существует механизма, который смог бы собирать эти ничтожные дольки рудных компонентов, отделять их от разбавляющего терригенного безрудного материала и превращать их в рудные накопления. Тем более, что процессы противоположного смысла — смешения и понижения концентраций рудных элементов — весьма развиты и мощны. Как для всех микроэлементов, для образования осадочных накоплений  $Cu - Pb - Zn$  требуется поэтому предварительное, более или менее значительное обогащение рудными компонентами исходных материнских пород.

Долгое время оставался неясным вопрос: в каких формах, в растворах или в виде механической взвеси перемещались рудные компоненты от материнских пород к месту рудообразования? Сейчас, мне кажется, этот вопрос следует считать решенным вполне однозначно. *Ясно выступающая разная геохимическая подвижность в триаде  $Cu - Pb - Zn$ , выражающаяся в тяготении меди к обломочным породам, а свинца и цинка к карбонатным отложениям, пространственная дифференциация этих элементов внутри полиметаллических месторождений типа мансфельдских сланцев и Джекказгана — могли развиться только в том случае, если рудообразующие элементы мигрировали в своей подавляющей массе в растворенном состоянии*. Если параллельно с этим имел место также и перенос в форме взвесей, то его значение было ничтожно; в рудном процессе эта форма во всяком случае участия не принимала.

Но ведь для аридных зон, как известно, типично резкое ослабление процессов химического выветривания и замещение их механическим. Между тем миграция  $Cu - Pb - Zn$  осуществлялась в виде растворов. Каким образом совмещались оба эти, казалось бы, несовместимые явления? Их совмещение было возможно благодаря следующим двум обстоятельствам. Руды  $Cu - Pb - Zn$ , как указывалось, возникали в процессе складкообразования или вскоре после него, на фоне активной тектонической жизни рудообразующей территории. Это значит, что *рельеф ее отличался некоторой расчлененностью и что имела место более или менее выраженная вертикальная климатическая зональность*: площадь седиментации принадлежала несомненно аридному климату, водосборы же более или менее выраженному гумидному (Страхов, 1946). *В этой вертикальной гумидной зоне и рождались растворы рудных компонентов*. Их формирование было очень сильно облегчено тем, что  $Cu - Pb - Zn$

в исходных, обогащенных ими, породах, присутствовали не в силикатной, а главным образом в сульфидной форме, легко окисляемой и дающей относительно легко растворимые формы. Так, благодаря удачному стечению обстоятельств в обстановке, порождающей типичные полимиктовые толщи и неблагоприятной, вообще говоря, для миграций элементов в форме растворов, некоторые из них — в том числе наша триада — все же транспортировались, главным образом в растворенном состоянии. В этом — специфика рудного процесса у  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ . Напомним, что в обычном кларковом процессе они идут, как указывалось в томе I, преимущественно в виде взвесей в составе тонкого терригенного материала.

Поскольку растворы  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  возникали за счет окисления их сульфидных минералов, очевидно, *начальной химической формой их миграции являлись сульфатные соли* —  $\text{CuSO}_4 \rightarrow \text{PbSO}_4$  и  $\text{ZnSO}_4$ . Но сульфаты меди и свинца отличаются малой устойчивостью: даже в нейтральной или слабо щелочной среде они быстро гидролизуются, а в присутствии  $\text{CaCO}_3$  переходят в мало растворимые основные карбонатные соли, которые и садятся. Особенно мало устойчив сульфат меди. Он может существовать лишь при  $\text{pH} < 6,63$ ; при более высоких значениях начинается его гидролиз и садка; растворимость основного карбоната меди около  $0,1 - 0,2$  мг/л. Несколько более устойчив  $\text{PbSO}_4$ , его гидролиз наступает при  $\text{pH} > 7$ ; растворимость  $\text{PbCO}_3$  около  $1,1$  мг/л. Наиболее же устойчив  $\text{ZnSO}_4$ , его гидролиз идет слабо и лишь при  $\text{pH} > 7,5$  (?); растворимость  $40$  мг/л. Неодинаковая устойчивость сульфатных солей и определяет их судьбу: медь уже очень скоро после начала миграции выпадает в осадок, со свинцом это происходит позже, а с цинком еще позже. Иначе говоря, *если исходный раствор был комплексный, многокомпонентный, при его перемещении осуществлялась в большей или меньшей степени химическая дифференциация рудных составляющих*. Нужно помнить, однако, что степень разделения всегда была ограниченной: вместе с  $\text{Cu}$  всегда оседала часть  $\text{Pb}$  и  $\text{Zn}$ , с другой стороны, остаток меди, не осевшей в первом акте осаждения, окончательно осаждался уже вместе со свинцом и цинком. При садке основных рудных компонентов происходило соосаждение — частью путем изоморфных замещений, частью же путем адсорбционного захвата — элементов-спутников: серебра, кобальта, мышьяка, сурьмы и прочих, перешедших в растворы вместе с основными рудными компонентами при выветривании материнских пород на водосборах.

Фациальный тип возникшей руды в значительной мере контролировался длиной тех речных артерий, в которых происходили миграции рудных растворов. Особенно это видно на меди. Если речной водоток был достаточно длинен, медь оседала уже в пределах аллювия, и возникало месторождение аллювиального типа; при сокращении длины реки садка смещалась в дельтовую зону, возникали дельтовые руды; при совсем коротких реках твердая фаза основных карбонатов меди транспортировалась в бассейн, но и в нем отлагалась в прибрежной зоне, — создавались морские руды. В общем же *медные руды самым механизмом своего образования привязывались к относительно грубозернистым отложениям; формировались медистые песчаники (и алевролиты) в качестве главнейшего типа этих руд*. У более подвижных  $\text{Pb}$  и  $\text{Zn}$  накопление в терригенных отложениях дельт или в прибрежной зоне моря осуществлялось лишь в случае длинных речных артерий; при более же коротких основные свинцовые и цинковые соли выносились в более далекие области моря и погребались среди карбонатных осадков — известняков и доломитов. В аридной рудной триаде, следовательно, повторялось то же, что мы видели в гумидной рудной триаде  $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ , особенно на железе и марганце (см. том II, гл. IV).

О том, насколько быстро осуществляется в реке выпадение твердых фаз из растворов серноокислой меди, можно видеть из нижеследующего

примера, описанного А. Ф. Ефремовым (1936). Наблюдения велись над речками, дренирующими колчеданное месторождение, иначе говоря, ситуация довольно близко воспроизводила ту, которая — по нашей схеме — существовала при возникновении древних месторождений  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ . Анализы воды на медь и прочие компоненты были сделаны выше и ниже стока шахтных вод на протяжении 10 км; результаты сведены в табл. 4.

Таблица 4

Содержание  $\text{Cu}$  и других компонентов в речной воде (по А. Ф. Ефремову), в мг/л

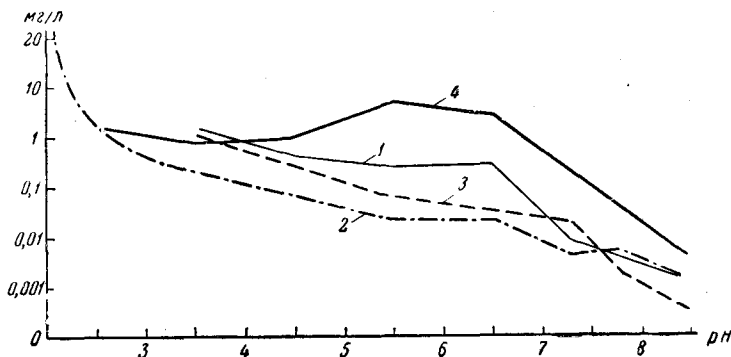
| Компоненты                                  | № пробы воды |       |       |       |      |      |
|---|--------------|-------|-------|-------|------|------|
|   | 1*           | 2     | 3     | 4     | 5    | 6    |
| pH . . . . .                                | 6,5—6,7      | 3,3   | 3,3   | 4,1   | 6,3  | 6,9  |
| Свободная $\text{H}_2\text{SO}_4$ . . . . . | Нет          | 142,5 | 58,8  | Нет   | —    | Нет  |
| Плотный остаток . . . . .                   | 164          | 928   | 470   | 246   | 142  | 124  |
| Остаток после прокаливании . . . . .        | —            | 580   | 280   | 176   | —    | 66   |
| Сульфаты . . . . .                          | 7,2          | 5,28  | 183   | 101,0 | —    | 20   |
| Железо . . . . .                            | 9,0          | 133,5 | 0,87  | 9,0   | 4,5  | 1,1  |
| Медь . . . . .                              | Нет          | 68,15 | 19,20 | 9,14  | 1,04 | Нет  |
| Окисляемость . . . . .                      | 99,3         | 9,9   | 8,2   | 11,2  | —    | 15,0 |

\* Проба воды выше впадения шахтных вод; остальные — ниже впадения

Как видим, примерно через 10 км после высачивания шахтных вод медь из раствора в речной воде исчезла. Это не означает, конечно, что вся она захоронилась в отложениях того же 10-километрового пространства. Как известно, выпавшая из раствора твердая фаза некоторое время перемещается во взвешенном состоянии, прежде чем войдет в состав осадка. Кроме того, аллювиальные осадки неоднократно перемываются и передвигаются вниз по реке процессом меандрирования. Все это приводит к тому, что рудные накопления меди реально уходят вниз по реке гораздо дальше, чем это возможно по миграционным возможностям раствора сульфата меди. Но каждое последующее переотложение накопления меди неизбежно вызывает его разубоживание. Это обстоятельство приводит к тому, что хотя механический разнос взвесей рудных осадков, вообще говоря, и расширяет зону рудного осадконакопления в реке, все же, это расширение имеет ограниченные размеры и неспособно оторвать медные руды от терригенных осадков — речных, дельтовых, прибрежно-морских. То же *mutatis mutandis* относится к накоплениям свинца и цинка.

Эти выводы о неодинаковой миграционной способности  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  полностью подтверждаются наблюдениями Е. Е. Беляковой над содержаниями этих элементов в водах полиметаллических месторождений Казахстана. Оказалось, что содержания  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  в реках контролируются величинами pH вод. «Как видно на рисунке (фиг. 46), — пишет она, — наиболее четко выражена зависимость от концентрации водородных ионов содержаний в водах свинца и меди. Менее четко эта зависимость выражена для цинка. Содержание свинца в водах рудных тел при прочих равных условиях резко снижается в нейтральных и слабо щелочных растворах, при  $\text{pH} \geq 7,2$ . В таких растворах, даже при непосредственном контакте с рудами, содержание свинца не превышает регионального фона, а при  $\text{pH} \geq 8$  снижается до следов, не улавливаемых обычными спектральными методами анализа. Наиболее высокие содержания свинца обнаруживаются в кислых водах с  $\text{pH} \leq 5,5$ . Содержание меди в водах рудных жил, при прочих равных условиях, снижается до регионального гидрохимического фона при  $\text{pH} = \sim 7$ . Так же, как для свинца, максималь-

ные ее содержания обнаруживаются в водах кислого ряда с  $pH \leq 5,5$ . Максимальные содержания цинка отмечаются в слабо кислых водах рудных тел ( $pH$  от 5,5 до 6,5). В области щелочных растворов содержания цинка снижаются по мере возрастания щелочности, но достигают фоновых только при  $pH \geq 7,5$ .» «Таким образом, рассматриваемые элементы... могут накапливаться в водах в соответствии с границами их устойчивости в водной среде, определяемыми величиной  $pH$ : для меди в водах кислого ряда с  $pH < 7$ , для свинца — в водах кислого, нейтрального и слабо щелочного ряда с  $pH < 7,2$ , для цинка — в водах слабо кислого, нейтрального и щелочного ряда с  $pH < 7,5$ » (Белякова, 1961, стр. 102—103). Иначе говоря, каковы бы ни были формы миграции  $Cu - Pb - Zn$  в речных водах, медь оказывается наименее устойчивой и выпадает уже при  $pH > 7,0$ , свинец при  $pH > 7,2$ , цинк при  $pH > 7,5$ .



Фиг. 46. Графики зависимости содержаний меди, свинца, цинка и их суммы ( $Zn + Cu + Pb$ ) от концентрации водородных ионов ( $pH$ ) в водах.

1 — цинк; 2 — медь; 3 — свинец; 4 — сумма металлов

Мы видели выше, что растворимость основного карбоната меди в речных водах составляет, считая на металл, около 0,1 — 0,2 мг/л (Яковлева, 1952), карбоната свинца — около 1,1 мг/л, карбоната цинка — 40 мг/л. Стало быть, содержания  $Cu$ ,  $Pb$  и  $Zn$  в речных водах к моменту садки названных солей должны были быть несколько выше приведенных величин. Все это многократно превышает обычные, наблюдаемые сейчас в речных водах концентрации названных элементов. Естественно встает вопрос: могут ли быть получены столь высокие концентрации  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  в реках, если учесть адсорбирующее воздействие на эти элементы глинистых коллоидных частиц и органического вещества? И существовали ли реально такие их концентрации в речных и морских водах, учитывая ядовитое воздействие меди и свинца на организмы и то, что в содержащих медь и свинец осадках органические остатки все же присутствуют и, значит, органический мир в бассейне обитал?

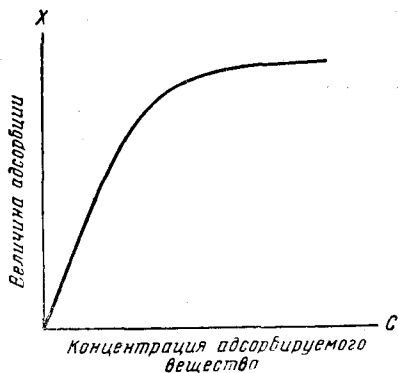
Для оценки роли адсорбции как фактора, потенциально ограничивающего содержание ионов  $Cu - Pb - Zn$ , необходимо иметь в виду общее уравнение адсорбции Фрейндлиха:

$$X_0 = KC \frac{1}{n},$$

где  $X_0$  — все количество адсорбированного вещества;  $C$  — равновесная концентрация раствора;  $n$  и  $K$  — константы.

Величина  $1/n$  зависит от концентрации вещества  $C$  и изменяется таким образом, что с разбавлением раствора  $1/n$  стремится к единице, а с увеличением  $C$  стремится к нулю. Отсюда следует, что в сильно разбавленных

растворах общее уравнение адсорбции может быть выражено как  $X_0 = KC$ ; в этом случае, следовательно, количество адсорбированного вещества растет пропорционально росту концентраций адсорбируемого иона. В сильно концентрированных растворах уравнение адсорбции приобретает вид  $X_0 = K$ ; иначе говоря, количество адсорбированного компонента перестает зависеть от концентрации иона в растворе. В переходной же области от сильно разбавленных растворов к концентрированным рост массы адсорбированного иона происходит более медленными и все более замедляющимися темпами сравнительно с ростом концентраций растворенного иона. Это обстоятельство хорошо видно на фиг. 47; оно и



Фиг. 47. Кривая уравнения адсорбции

позволяет растворам малых элементов постепенно концентрироваться в природных водах несмотря на адсорбирующее действие коллоидов глинистых минералов.

Это было хорошо показано экспериментами М. Н. Яковлевой (1952) для меди. Так, при внесении в воду иона меди в количестве 50,0 мг/л суглинком было поглощено 0,208 мг-экв., а при внесении 174,8 мг/л меди — 0,285 мг-экв.; это далеко не исчерпывало емкости поглощения 1200 мг суглинка, равной 0,480 мг-экв.

Еще меньше влияние на концентрирование  $Cu - Pb - Zn$  в природных водах аридных областей оказывает органическое вещество. В усло-

виях активного тектонического режима вещество это, как мы знаем, находится в подавляющей части своей в виде механических взвесей, т. е. в физико-химически неактивном состоянии. Кроме того, как показали эксперименты М. Н. Яковлевой (1952), даже растворенное органическое вещество поглощает  $Cu$  в весьма небольшой степени.

Таким образом, ни адсорбция минеральными коллоидами, ни поглощение растворенным органическим веществом не препятствуют возникновению повышенных и высоких концентраций  $Cu - Pb - Zn$  в природных — речных и бассейновых — водах, когда сульфаты их поступают из коры выветривания материнских пород, обогащенных сульфидами этих элементов.

Что касается токсичности растворов  $Cu - Pb$  для биоса, то специальными опытами было установлено, что токсичность эта проявляется не при всяких, а лишь при относительно высоких их концентрациях в воде. Так, в опытах с *Bacterium coli* ядовитое действие  $CuSO_4$  проявлялось лишь при концентрациях этой соли свыше 16 мг/л; при меньших концентрациях бактериальная флора не только не угнеталась, но медь действовала в качестве фактора, благоприятствующего жизни бактерий (Шнейдерхён, 1924). Стало быть, ядовитое действие меди сказывается при содержаниях, многократно превышающих тот предел, при котором выпадают в осадок основные ее карбонаты. Иначе говоря, геохимические процессы концентрирования меди и образования ее месторождений протекали без угнетения нормальной жизнедеятельности биоса и даже стимулируя ее. То же касается  $Pb$  и  $Zn$ .

Итак, выветривание сульфидов  $Cu - Pb - Zn$  и сопутствующих им элементов в коренных породах, в известной степени обогащенных ими, порождали повышенные их концентрации в природных водах, в том числе речных. Малая же устойчивость сульфатов  $Cu - Pb$  и отчасти  $Zn$  влекли за собою их гидролиз и выпадение в виде основных карбонатов. Этот



процесс раньше происходил с сульфатом меди, позже с сульфатом свинца и еще позже с сульфатом цинка, что и вызывало их пространственную химическую дифференциацию в бассейнах и речной сети.

Захороненные в процессе седиментогенеза основные карбонаты  $Cu - Pb - Zn$  в дальнейшем претерпевали сложные химико-минералогические преобразования и перераспределение в осадках, имевшие огромное значение для формирования их месторождений.

*Сущность химико-минералогических преобразований заключалась в том, что все кислородные соединения  $Cu - Pb - Zn$  и сопутствующих им элементов превращались в сульфиды.* Возникали халькозин, борнит, халькопирит, ковелит, галенит, сфалерит, минералы блеклых руд и т. д. *Эта всеобщая и полная замена кислородных минералов тяжелых металлов сульфидными представляет собою характернейшую черту диагенетических преобразований этих металлов.* Единственным исключением служат примеси самородной меди и самородного серебра. Но их возникновение в сульфидном парагенезе связано просто с распадом некоторого числа сульфидных форм этих металлов и является, так сказать, боковой ветвью в общем процессе сульфидизации.

Эта удивительная тенденция к переходу рудных тяжелых металлов в сульфидную и только в сульфидную форму с возможными боковыми ее ответвлениями сочетается в данном случае с подавлением самостоятельной сульфидной формы у такого, вообще говоря, наклонного к ней элемента, как железо, не говоря уже о марганце. Среди аутигенных минералов некоторых медных месторождений (например мансфельдских сланцев) пирит часто не обнаруживается совсем, когда же присутствует, то количественно представлен совершенно ничтожно. Напротив, сидерит развит значительно и является главной формой нахождения аутигенного железа в месторождениях  $Cu - Pb - Zn$ . Алабандин не установлен совсем.

Все эти черты аутигенно-минералогического парагенеза рудных накоплений коренятся в некоторых физико-химических особенностях сульфидов тяжелых металлов, в частности — в их весьма низкой, порою совершенно ничтожной растворимости. Она видна из табл. 5, составленной по данным разных авторов.

Таблица 5

Растворимость сульфидов тяжелых металлов в дистиллированной воде

| Сульфиды          | По Брунеру и<br>Завадскому,<br>1931, мол/л | По Краускоп-<br>фу, 1955, мол/л | По<br>Ф. В. Чухрову<br>г/л |
|-------------------|--|---------------------------------|----------------------------|
| MnS . . . . .     | $3,8 \times 10^{-8}$                       | —                               | $3,3 \times 10^{-6}$       |
| FeS . . . . .     | $3,9 \times 10^{-10}$                      | $4 \times 10^{-9}$              | $3,4 \times 10^{-6}$       |
| ZnS . . . . .     | $3,5 \times 10^{-12}$                      | $4,5 \times 10^{-14}$           | $3,3 \times 10^{-10}$      |
| $Cu_2S$ . . . . . | —  | $3 \times 10^{-20}$             | $8,0 \times 10^{-10}$      |
| CoS . . . . .     | —  | $1,0 \times 10^{-18}$           | —                          |
| NiS . . . . .     | $1,2 \times 10^{-12}$                      | $3 \times 10^{-11}$             | $7,0 \times 10^{11}$       |
| CdS . . . . .     | $6,0 \times 10^{-15}$                      | $1 \times 10^{-18}$             | $8,6 \times 10^{-13}$      |
| PbS . . . . .     | $2,0 \times 10^{-14}$                      | $7 \times 10^{-19}$             | $4,9 \times 10^{-12}$      |
| CoS . . . . .     | $9,2 \times 10^{-23}$                      | $8 \times 10^{-27}$             | $8,8 \times 10^{-12}$      |
| $Ag_2S$ . . . . . | $3,4 \times 10^{-17}$                      | $7 \times 10^{-21}$             | $3,3 \times 10^{-15}$      |
| HgS . . . . .     | $6,3 \times 10^{-27}$                      | $1 \times 10^{-44}$             | $1,5 \times 10^{-24}$      |

Конкретные значения растворимостей по определениям разных исследователей иногда весьма существенно расходятся, что коренится,

вероятно, в слишком малых величинах растворимостей, представляющих большие методические трудности для их определения. Но расстановка разных цифр растворимостей, остается постоянной, что и позволяет пользоваться этими данными для разных сопоставлений.

Оказывается, растворимости сульфидов  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и других тяжелых металлов в сотни и тысячи раз ниже растворимостей тех основных карбонатов, в форме которых они поступают в осадок. *Это обстоятельство с неизбежностью приводит к тому, что как только в иловой воде в результате редукции сульфатов возникнет  $H_2S$  или, вернее,  $S^{2-}$ , сейчас же начнется осаждение сульфидов тяжелых металлов и перевод более растворимой карбонатной их формы в эту наименее растворимую*<sup>1</sup>. При этом, поскольку конкурентов на объединение с  $S^{2-}$  в иловой воде много, происходит то, что можно образно назвать «борьбой за сульфидный анион». В этой конкуренции «побеждают» те катионы, которые дают наименее растворимые сульфиды к тому же при более высоких Eh. А так как катионы  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и другие отличаются как раз тем, что дают с  $S^{2-}$  наименее растворимые твердые фазы и при не очень низких Eh, то естественно, что именно они и оттягивают на себя практически всю массу генерированного  $H_2S$ . Для формирования гораздо более растворимого  $FeS$ , а тем более  $MnS$ , просто не остается свободного сульфидного иона и потому эти сульфиды в качестве самостоятельных минералов либо совсем отсутствуют в месторождениях  $Cu - Pb - Zn$ , либо пирит очень редок и ничтожен по массе; алабандина же нет совсем. Железо входит в состав некоторых медежелезистых сульфидов, например — борнита, халькопирита, но лишь потому, что эти биметаллические минералы гораздо менее растворимы сравнительно с разными модификациями  $FeS$ .

Так, «борьба за сульфидный ион» приводит к тому, что в диагенезе вся сумма тяжелых металлов переходит в сульфидную форму, аутигенные же самостоятельные минералы железа почти целиком карбонатные, либо силикатные, марганцевые — карбонатные. Оформляется своеобразный парагенез, внешне напоминающий гидротермальный, но генетически на деле ничего общего с ним не имеющий. Он приоткрывает некоторые новые стороны диагенетического минералообразования, которые ускользали при анализе диагенеза гумидных зон (см. том II, гл. VIII).

Первоначальное распределение  $Cu - Pb - Zn$  в осадках было, вероятно, достаточно равномерным, что свойственно седиментогенезу вообще. В диагенезе параллельно с превращением карбонатных форм тяжелых металлов в сульфиды происходило интенсивное перераспределение их с возникновением множества точек концентрирования, давших в конце концов вкрапленность рудных минералов, а также облакообразные, иногда линзовидные, линейные, пластообразные сгущения вкрапленников, ставшие рудными телами. Фактором, вызвавшим такое перераспределение и обусловившим пространственную локализацию рудных тел, явилось органическое вещество.

Известно, что даже в своих микроформах — мельчайших обрывках, гелевых сгустках и т. п. — органическое вещество распределено в осадках достаточно неравномерно, в чем можно убедиться при изучении шлифов. Еще более прихотливо и неравномерно распределены его макроформы — крупные обрывки листьев, ветвей, стволов, цельные листовые остатки и т. д.

Вот эта-то неравномерность распределения органики и привела в движение огромные массы сульфидов в диагенезе, создав то пространственно прихотливое залегание рудных тел, о котором говорилось выше; на более поздних стадиях этого процесса, когда оформились укруп-

<sup>1</sup> Механизм перевода уже был подробно описан в томе II, гл. VIII, и потому здесь опускается.

ненные центры сульфидов, перераспределение поддерживалось также силами собирательной кристаллизации.

Объем и характер перераспределения сильно варьировали в разных случаях; их можно свести в общем в три типа.

В простейшем случае перераспределение происходило внутри одного и того же «сероцветного» пласта — в медистых песчаниках, известняках или доломитах свинцово-цинковых месторождений. Крупные и мелкие обрывки растительных тканей, трупов бентоса и планктона в очень раннем диагенезе становились очагами усиленного формирования  $H_2S$ , чему отвечали пониженные величины  $Eh$ . Именно в этих точках впервые начиналась садка сульфидов в виде твердых фаз. Понижение их концентраций в силу этого в иловой воде вызывало подток сюда ионов  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Zn$  и прочих металлов из участков, бедных органикой, что при длительности процесса и приводило к появлению вкрапленников халькозина, борнита, халькопирита, галенита, сфалерита и других минералов, а также к локальному сгущению самих вкрапленников, тем самым создававших участки их рудной концентрации.

Но этими простейшими миграциями дело ограничиться не могло и не ограничивалось. В мансфельдских сланцах, как мы знаем, существует красноцветная фация, Rote Fäule, частью окаймляющая черноцветные фации по их периферии, частью пятнами вкрапленная в их далеких от берега частях. Красноцветность Rote Fäule есть, несомненно, результат их первичной бедности органическим веществом. В настоящее время породы Rote Fäule безрудны: содержания  $Cu-Pb-Zn$  в них — на кларковом уровне, либо лишь слегка его превосходят. Между тем в окружающих черных битуминозных сланцах медь и прочие металлы накапливаются, причем по наблюдениям К. Гофмана, Е. Кауша и др. наиболее богатые руды находятся по периферии черных сланцев, контактирующих с Rote Fäule. Немецкие геологи объясняют это тем, что Rote Fäule представляют собою отложения распресненных участков моря, куда впадали богатые кислородом речные потоки, несшие в растворе соли  $Cu - Pb - Zn$ . Само же цехштейновое море, по их мнению, было заражено  $H_2S$ , поэтому в зоне контакта пресных и сероводородных зон и происходила садка сульфидов тяжелых металлов; здесь возникали пояса обогащения рудными компонентами. Такого рода концепция, однако, вызывает серьезные сомнения. Прежде всего, традиционный взгляд на нижнецехштейновое море как на бассейн с сероводородной донной водой неверен, ибо на дне этого моря все же обитал бентос, хотя и не богатый, а сам бассейн был слишком мелководен и плоск, чтобы в нем могло состояться сколько-нибудь устойчивое длительное заражение придонных вод сероводородом. Кроме того, Rote Fäule встречаются не только по периферии черноцветной фации, но в ряде случаев и внутри нее (см. фиг. 40); в этом случае ни о каких реках, приносящих пресную воду, говорить, конечно, не приходится — они исключены. Наконец, садка основных карбонатов  $Cu - Pb - Zn$  в кислородных водах отнюдь не воспрещена, как, видимо, полагают немецкие исследователи, но вполне возможна и, судя по процессам, имеющим место в реках вблизи коренных месторождений полиметаллов, действительно в природе происходит (А. Ф. Ефремов). Все это заставляет меня совершенно иначе трактовать Rote Fäule и тяготение к их периферии руд  $Cu - Pb - Zn$ . Rote Fäule — это те участки илистых осадков нижнецехштейнового бассейна, в которых — по условиям ли гидродинамического режима или каким-либо другим — было накоплено минимальное количество органического вещества, но которые вначале содержали в среднем те же концентрации  $Cu - Pb - Zn$ , как и в других местах. Редукционные процессы на площадях Rote Fäule почти не развивались, красная окраска илов сохранилась, содержания же ионов  $Cu - Pb - Zn$  в иловых водах, в соответствии с относительной растворимостью их основных карбо-

натов, были заметными. Как только в окружающих Rote Fäule участках илов, богатых  $C_{орг}$ , начались процессы редукции и садки сульфидов, оказалось, что в ближайшем соседстве находятся илы с повышенными содержаниями  $Cu - Pb - Zn$  в иловых водах (Rote Faule) и с исчезающе-малыми их концентрациями (черноцветные илы). Неизбежно начались миграция  $Cu - Pb - Zn$  из Rote Fäule в эти черноцветные, богатые  $H_2S$  в иловой воде, осадки и отложение их здесь в виде сульфидов, в ближайшем соседстве с красноцветной фацией. Так, площади Rote Faule лишились своего металла, который перекочевал в черноцветные осадки и, отложившись в периферической зоне последних, создал зоны обогащения сульфидами, давно уловленные чисто эмпирическим путем.

Можно думать, что перемещение рудных компонентов из красноцветных отложений в черно- или сероцветные слои отнюдь не ограничивалось только случаем Rote Fäule. *Из сути процесса вытекает, что он неизбежно должен был иметь место всюду, где сероцветные редуцированные слои горизонты были окружены сбоку, сверху, снизу красноцветными*; последние при этом теряли свою долю рудных компонентов, становясь вовсе безрудными, первые же дополнительно обогащались на счет подтока  $Cu - Pb - Zn$ , их рудные концентрации делались выше, руда обогащалась. Это означает, что *в медистых песчаниках противопоставление красноцветных горизонтов в качестве безрудных сероцветным в качестве рудных вовсе не является первоначальным признаком меденосных толщ, но оформилось лишь в диагенезе, благодаря интенсивным и огромным по масштабу процессам перераспределения тяжелых металлов. Движущим же фактором перетекания рудного компонента из красноцветных горизонтов в сероцветные являлась громадная разница в растворимостях основных карбонатов и сульфидов  $Cu - Pb - Zn$ , вызывавшая огромное напряжение диффузионных процессов.* Эти процессы особенно типичны для толщ медистых песчаников, у которых красноцветные и сероцветные слои очень четко различаются и очень многочисленны. В карбонатных толщах со свинцово-цинковым оруденением такого сочетания красноцветных и серых толщ нет; там описываемые процессы перемещения элементов из одних горизонтов в другие выражены слабее и сами рудные горизонты отражают главным образом особенности первичного поступления металлов в седиментогенезе. Дополнительное перераспределение металлов ограничивалось почти исключительно внутригоризонтными их перетеканиями (первый тип из описанных выше).

С тем же диагенетическим перераспределением сульфидов в толщах медистых песчаников связано, как мне кажется, и возникновение аутигенно-минералогической зональности рудных минералов, вкратце охарактеризованной выше. К сожалению, явление это пока очень слабо изучено и многое остается неясным. Все же установлено, что *зональность эта то проявляется достаточно четко, то отсутствует.* Она подавляется, видимо, тогда, когда распределение органического вещества в осадке было пестрым и когда, стало быть, очаги высокого и низкого Eh, больших и малых концентраций  $H_2S$  также размещались прихотливо и без уловимой закономерности. В точках повышенных Eh и малых содержаний  $H_2S$  формировался халькозин (с галенитом и сфалеритом или без них); при более низких Eh и повышенных концентрациях  $H_2S$  возникали борнит, — потом халькопирит и, наконец, пирит; прихотливость точечного распределения физико-химических условий в осадке порождала прихотливое распределение медежелезистых сульфидов; зональности аутигенных минералов не создавалось. Но если горизонтам, обогащенным первично (т. е. в седиментогенезе) медью, было свойственно зонально выраженное обогащение органическим веществом, в виде, например, смены по вертикали и горизонтали алевролитов с малым содержанием  $C_{орг}$  глинами со все большим его количеством, то такого рода фациальные изменения неизбеж-

но приводили к зональному же распределению минералов. В алевритах с малым  $C_{орг}$  и поэтому с малым содержанием  $H_2S$  последний нацело захватывался медью,  $Ag + Pb + Zn$  и другими тяжелыми металлами, образующими сульфиды при несколько более высоком Eh. Сульфидного иона здесь просто не хватало на генерацию  $FeS_2$ ; возникала халькозиновая зона. С возрастанием массы органики и генерируемого ею  $H_2S$  все большие массы  $S^{2-}$  оставались на железо; к халькозину начинали примешиваться борнит ( $Cu_5 FeS_6$ ), халькопирит ( $CuFeS_2$ ), а потом и пирит ( $FeS_2$ ).

Одновременно начинало сказываться влияние активного перераспределения элементов в пластах. К участкам с повышенными Eh после исчерпания их собственных запасов меди подтекали ионы меди из соседних по вертикали и горизонтали пластов; это обедняло последние медными минералами и дополнительно повышало концентрации их в халькозиновой зоне. В то же время к участкам с очень низкими Eh и обилием сероводорода неизбежно подтекало железо из соседних пластов, где оно не смогло перейти в сульфидную форму (из-за недостаточно низкого Eh), и где, следовательно, в иловом растворе сохранились повышенные концентрации  $Fe^{2+}$ , равновесные с твердыми железистыми карбонатами и лептохлоритами. Так возникла как раз та вертикальная и горизонтальная аутигенно-минералогическая зональность, какая установлена чисто фактически; при этом самое расположение зон в вертикальном разрезе (от халькозина к пириту в одних случаях, от пирита к халькозину — в других) целиком предопределялось сменой пород с большим или меньшим содержанием  $C_{орг}$ . То же и в горизонтальном направлении.

Не могу не отметить, что в литературе существует и другое объяснение генезиса аутигенно-минералогической зональности, принадлежащее В. С. Домареву (1958, 1960). Он видит в зональности следы химической дифференциации элементов, протекшей в ходе седиментогенеза. Непонятно, однако, почему эта дифференциация то проявляется, то отсутствует, и что благоприятствует ее проявлению? Raison d'être для этого во всяком случае не ясен и автором не указан. Мне представляется поэтому более правильным связывать аутигенно-минералогическую зональность медистых песчаников не с седиментационным актом, а со стадией диагенеза, с условиями генерации сульфидов и их избирательным перераспределением.

Из сказанного явствует, что диагенез вообще и явления перераспределения аутигенных сульфидов  $Cu - Pb - Zn$ , в частности, играют огромную роль в возникновении их рудных накоплений как таковых. Именно в это время равномерное и в среднем невысокое содержание рудных элементов сменяется резко выраженным неравномерным. Из многих участков осадка медь — свинец — цинк уходят, зато в других избыточно накапливаются, создавая высокопроцентные руды. Иными словами, диагенез предстает в данном случае как типичный дополнительный и весьма важный процесс, а руды  $Cu - Pb - Zn$  оказываются характерными представителями *седиментационно-диагенетических* руд, причем второй процесс нередко значит гораздо больше первого.

В целом генерация руд  $Cu - Pb - Zn$  оказывается процессом достаточно сложным; в нем тесно переплетаются явления, проходившие в стадии седиментогенеза и диагенеза.

Концентрация меди в более прибрежных зонах, свинца далее в открытой части моря, а цинка еще более пелагически, классический пример чему мы видели в мансфельдских сланцах, коренится в процессах химической дифференциации, протекавшей еще на стадии седиментогенеза. Смену накоплений меди вверх по разрезу (или, напротив, вниз) накоплениями свинца также следует связывать со стадией седиментогенеза. Но аутигенно-минералогическая зональность медежелезистых минералов в медистых

песчаниках представляет собою, несомненно, явление, обязанное диагенетическим процессам.

Сколь ни важна стадия диагенеза в формировании рудных накоплений  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ , все же история рудного процесса на ней не заканчивается. Погружаясь при прогибаниях земной коры в более глубокие ее горизонты, испытывая дислокации вместе с вмещающими их породами, рудные накопления сами при этом в известной мере изменяются. Два круга явлений при этом имеют место. *Во-первых*, залечивание возникших разнообразных трещин частью переотложенными рудными минералами, частью жильными. И те и другие заимствуют вещество из уже существовавших рудных накоплений и из вмещающих пород. *Во-вторых*, рудные минералы порою перемещаются в известной мере вдоль рудных горизонтов, сгружаясь преимущественно в областях антиклинальных перегибов и уходя из синклинальных, что например, наблюдается, по А. М. Лурье, в Сумсарском месторождении. Все эти переотложения веществ производятся, понятно, подземными водами, циркулирующими по рудным горизонтам. При достаточной глубине залегания ( $> 2$  км) температуры этих вод несомненно выше  $60^\circ \text{C}$ , т. е. они являются с этой точки зрения гидротермальными. Но генетически они не имеют ничего общего с гидротермами вулканического происхождения. Это гидротермы вадозные. Поэтому их деятельность в подавляющем большинстве случаев не сопровождается сколько-нибудь ощутимым вносом в рудный горизонт новых компонентов, а лишь перераспределением уже имеющегося материала и временами усилением его концентрации в одних точках (участках) за счет удаления из других.

Количественно эти катагенетические перераспределения вещества сильно варьируют от одного месторождения к другому. Как правило, они малы и даже ничтожны и не меняют седиментационно-диагенетического характера месторождения. Но порою становятся ощутимыми и даже крупными, и тогда месторождение делается полистадиальным — седиментационно-диагенетически-катагенетическим. Подчеркнем, что меднорудные месторождения меньше подвержены влиянию катагенеза сравнительно со свинцово-цинковыми, что, вероятно, стоит в связи с меньшей геохимической подвижностью меди сравнительно со свинцом и цинком.

Сказанное до сих пор позволяет понять в общих чертах механизм возникновения руд  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  в аридных областях. Но оно еще не разъясняет, почему эти руды формируются именно в засушливых областях и отсутствуют в гумидных? И что контролирует размещение рудных узлов (или провинций) внутри аридных областей?

Причина привязанности руд  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  именно к засушливым зонам кроется, мне кажется, в следующем. Все эти компоненты начинают свои миграции в виде растворов сульфатных солей, возникших за счет химического выветривания сульфидов коренных пород. Перевод в осадок сульфатов осуществляется под воздействием рН и карбонатов природных вод; при этом, чем выше рН и чем больше концентрация карбонатов в природных водах, тем быстрее и полнее происходит превращение сульфатов  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  в твердые фазы основных карбонатов. Присутствие больших количеств растворенного органического вещества, понижая рН природных вод, тем самым тормозит садку основных карбонатов наших элементов. *Воды аридных областей как речные, так и бассейновые, как известно, как раз и отличаются обилием растворенных карбонатов ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ , порою и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) и высоким и очень высоким рН; вместе с тем в них почти отсутствует кислая растворенная органика.* Эти воды, следовательно, по самой природе своей являются прекрасными осадителями  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  из их сульфатных растворов. Воды гумидных областей, напротив, как правило, бедны и очень бедны растворенными карбонатами и вместе с тем весьма богаты растворенными органическими веществами, почему обладают нейтральной или даже слабо кислой реакцией,

особенно в тропической влажной зоне. По природе своей они являются, следовательно, весьма слабыми осадителями сульфатов  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ ; кроме того, обилие влаги, постоянно промывающей кору выветривания, делает растворы медных, свинцовых и цинковых солей весьма разбавленными, что также действует отрицательно на процессы накопления этих элементов в осадках. В результате, мобилизуемые в коре выветривания  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  при дальнейших миграциях в главной части своей не осаждаются, а рассеиваются в природных водах и дают накопления не рудные, а в лучшем случае лишь едва возвышающиеся над кларками содержания, проявляясь в осадочных гумидных толщах редкими и единичными вкраплениями халькопирита, галенита, сфалерита, а также участвуя в качестве микропримеси в пиритовых и марказитовых конкрециях. *Так резко разные гидрохимические особенности природных, особенно речных, вод в аридных областях и в гумидных зонах приводили к тому, что рудные накопления  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  возникали лишь в засушливых регионах.*

Что касается размещения этих руд внутри аридных областей, то оно контролировалось в основном петрографическим составом и тектоническим режимом водосборов. Для возникновения руд  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  необходимо, чтобы в породах водосборных площадей уже были накоплены повышенные количества этих металлов, притом в форме, легкодоступной химическому выветриванию и мобилизации в условиях аридной зоны, т. е. в форме сульфидов. Однако в условиях вялого тектонического режима и пенеппена в полупустынях и пустынях просто не хватало воды, чтобы осуществить мобилизацию и перенос соединений  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ ; они оставались инертными в материнских породах. При более же активном тектоническом режиме и некоторой расчлененности рельефа, когда материнские, содержащие медь — свинец — цинк породы оказывались расположенными в более увлажняемой вертикальной климатической зоне, улучшенный баланс влаги сделал, наконец, возможным достаточное химическое выветривание сульфидов металлов и их перенос речными водотоками; рудный процесс тогда приобретал физические возможности развития и действительно реализовался.

*Так, гидрохимическая специфика природных вод привязывала руды  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  к областям засушливого климата, петрографический же состав и тектонический режим разных частей аридных областей определяли конкретные участки рудообразования.* Из рассмотрения карт (см. фиг. 11—19) явствует, что месторождения  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  локализируются частью в межгорных котловинах, частью в предгорных прогибах формирующихся складчатых зон; иногда они захватывают также прилегающие площади платформ.

## 7. О ГОМОЛОГИЧНОСТИ И РАЗЛИЧИЯХ РУДНЫХ ТРИАД $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ и $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$

Сопоставляя сказанное о рудах  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  с тем, что известно о рудной триаде  $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$  (см. главу IV, второго тома), нетрудно убедиться, что в геологии обеих этих групп много общего. Обе группы возникали благодаря непосредственной подаче рудного материала с континентов. Фациально обе локализовались в некоторой степени в континентальных отложениях, но главным образом в прибрежных морских. В обеих группах первый член геохимически наименее подвижен, второй — более подвижен, последний же — максимально подвижен, в силу чего фациальные профили рудных накоплений при переходе от первого члена триады к последнему во все возрастающей степени сдвигаются из континентальных фаций в морские. В обеих группах рудный процесс развивался в подавляющей своей массе на базе растворов, а генерация твердых фаз осуществлялась чисто химическим путем. В обеих группах

рудный процесс в седиментогенезе протекал вне уловимого положительного влияния биоса; последний начинал действовать лишь в диагенезе через создание режима окислительно-восстановительных условий. Каждая группа, наконец, моноклиматична, хотя тяготеют они к существенно разным климатам.

*Все вместе взятое позволяет считать обе группы ближайшими гомологами одна другой и, так сказать, подставляющими (заменяющими) друга друга при переходе от одного климатического режима к другому — от гумидного к аридному.* Тяготение триады Al — Fe — Mn к гумидному климату объясняется тем, что только в условиях этого климатического режима все три элемента приобретают относительную геохимическую подвижность, «разрешающую» массовую их миграцию, и, значит, концентрирование; в аридном климате они иммобильны и, следовательно, их концентрирование исключено. Для триады Cu — Pb — Zn, однако, гумидные условия разрешают *слишком большую подвижность и создают слишком малые условия для массового осаждения*, почему растворы этих элементов здесь преимущественно рассеиваются; в аридных же климатах гидрохимические условия, ограничивая подвижность Cu — Pb — Zn, содействуют их массовому осаждению и накоплению до стадии рудных тел.

Наряду со многими сходными чертами у обеих гомологичных групп имеются и четкие различия. Руды гумидной триады в основном седиментационные; диагенез в качестве рудообразующего фактора проявляется лишь у руд марганцовых, которые относятся поэтому к седиментационно-диагенетическим; но и здесь относительное значение дополнительного диагенетического аккумуляирования второстепенно. Руды аридной триады все седиментационно-диагенетические, причем роль диагенеза как фактора рудообразования всегда велика и даже решающая. В некоторых случаях заметную роль начинает играть катагенез, причем именно в качестве рудообразующего процесса. Таким образом, рудообразование делается полистадиальным и сильно растягивается во времени. Все эти отличия коренятся, с одной стороны, в гораздо меньшей величине кларков Cu — Pb — Zn сравнительно с кларками Al — Fe — Mn, с другой — в большей геохимической подвижности членов аридной триады сравнительно с гумидной и, значит, ее более легкой податливости воздействию геологических факторов, действующих на разных стадиях осадочного породообразования.



## Глава III

### ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ В СЛАБО МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОДОЕМАХ АРИДНЫХ ЗОН

При характеристике литогенеза гумидных зон (см. том II) вкратце уже были намечены те специфические черты, которые отличают историю  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$  в водоемах аридных областей сравнительно с гумидными. В этой главе мы разберем их специфику с некоторыми подробностями, ибо они позволяют глубже понять и ярче представить себе все своеобразие аридного литогенеза уже на самой начальной ступени его развития.

#### 1. УСИЛЕНИЕ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В ВОДОЕМАХ АРИДНЫХ ЗОН; ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ФОСФАТНЫХ БАССЕЙНОВ; ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФОРИТОВ

Накопление фосфатов в гумидных зонах было процессом мало интенсивным. Это проявилось как в малых общих запасах  $P_2O_5$ , возникших в гумидных морях, так и в самих петрографических признаках фосфоритов: они почти исключительно желвачного типа, низкосортные; в их формировании большую роль играли диагенетические процессы и переывание пласта в качестве рудообразующих факторов. Фосфатонакопление в водоемах аридных поясов приобретает резко иные черты: оно сильно интенсифицируется, что приводит к возникновению таких колоссальных накоплений фосфора, как Каратауское месторождение в Средней Азии (с его продолжением в хребте Улутау), пермская «фосфория» в Сев. Америке, третичные фосфориты в Сев. Африке и др.; одновременно сами фосфориты становятся высококачественными, что отражается и на их петрографическом облике. В итоге именно слабо минерализованные морские водоемы аридных областей оказались главной ареной фосфатонакопления в истории Земли и дали больше 80% общих запасов фосфатов.

Палеогеография аридного фосфатонакопления была достаточно разнообразна, и потому мы опишем ее на нескольких конкретных примерах наиболее крупных фосфатных месторождений.

Нижнеэоценовый фосфоритовый бассейн Северной Африки (фиг. 48) протягивался от Атлантического побережья (между Танжером и Рабатом) до Туниса включительно.

На западе он, несомненно, соединялся с Атлантическим океаном, в ряде же мест северного побережья, особенно в Тунисе, с геосинклинальным бассейном, располагавшимся тогда на месте современного Средиземного моря; накопления фосфоритов были приурочены к заливу на территории Алжира и Туниса. Несколько юго-западнее Североафриканского бассейна, между Марокканской Мезетой и Высоким Атласом, существовал

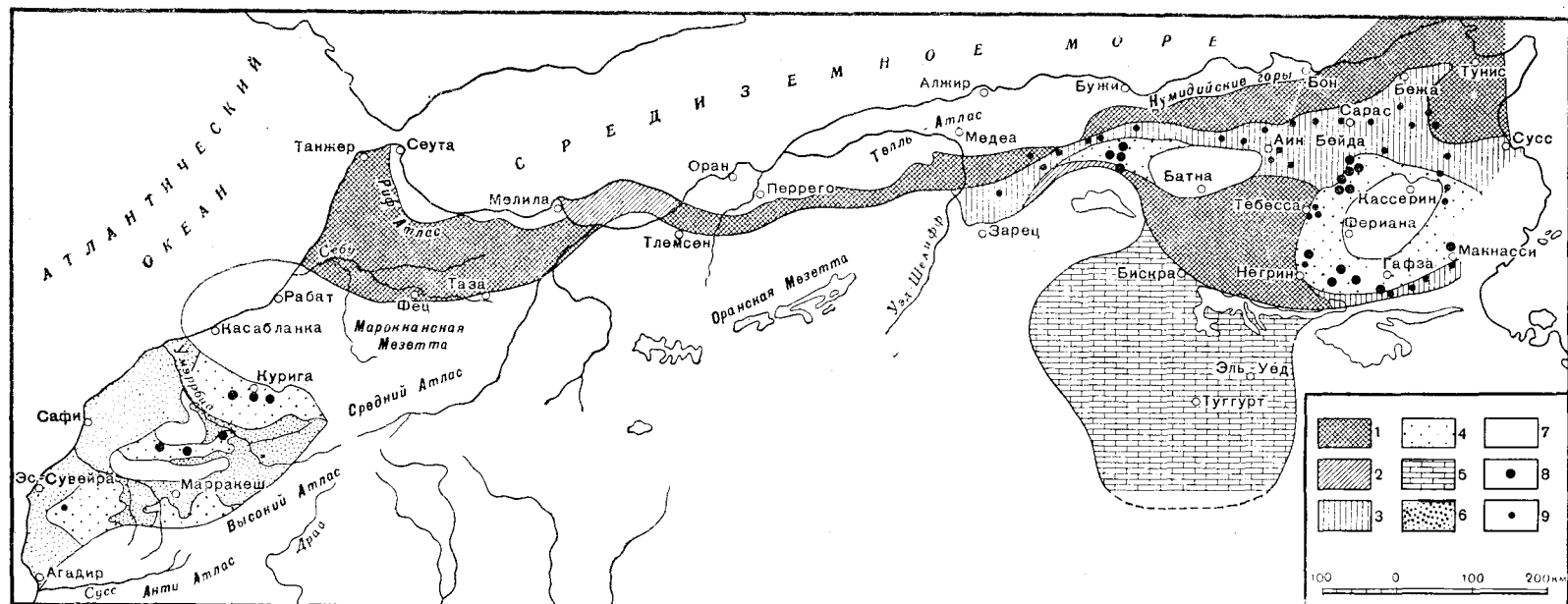
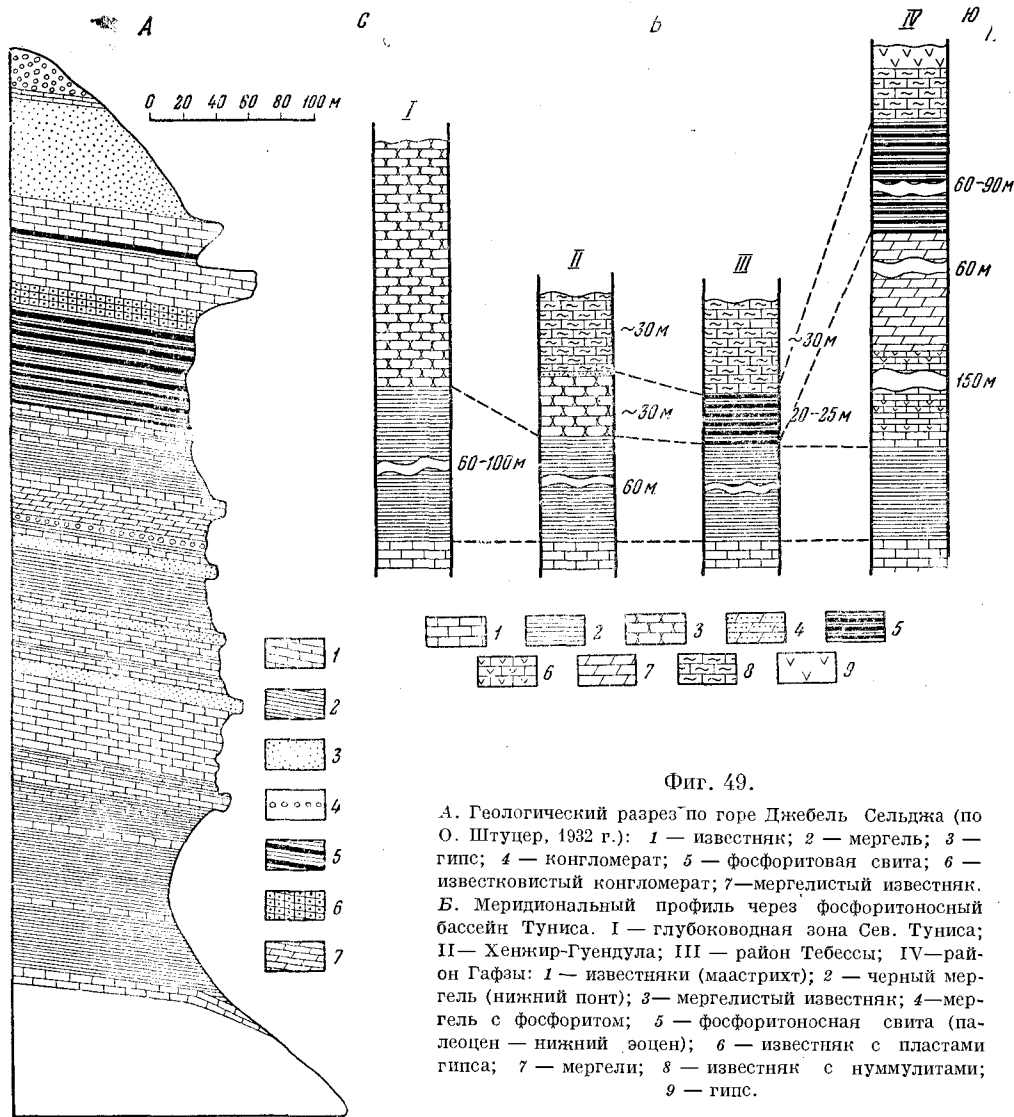


Рис. 48. Палеогеография нижнеэоценового фосфоритового бассейна Сев. Африки (по Е. В. Орловой).

- 1 — глубоководные осадки с глобигеринами; 2 — предполагаемое продолжение бассейна; 3 — мелководные осадки с нумулитами и залежами бедных фосфоритов; 4 — мелководные осадки с залежами богатых фосфоритов; 5 — лагунные осадки; 6 — области развития мощного современного аллювия; 7 — суха; 8 — месторождения фосфоритов разрабатываемые; 9 — месторождения фосфоритов неразрабатываемые.

второй бассейн типа крупного залива Атлантического океана, также накопивший фосфаты. В обоих месторождениях фосфаты залегают пластами среди серых мергелей и отличаются быстро меняющейся мощностью (от 2 до 4 м); поэтому разрез фосфатной серии оказывается невыдержанным на большом протяжении (фиг. 49, А и Б). Типичные пластовые фосфориты представляют собою твердую породу зернистой или оолитовой структуры, темно-серого, серовато-бурого или черного цвета; при ударе эта



Фиг. 49.

А. Геологический разрез по горе Джебель Сельджа (по О. Штуцер, 1932 г.): 1 — известняк; 2 — мергель; 3 — гипс; 4 — конгломерат; 5 — фосфоритовая свита; 6 — известковистый конгломерат; 7 — мергелистый известняк. Б. Меридиональный профиль через фосфоритоносный бассейн Туниса. I — глубоководная зона Сев. Туниса; II — Хенжир-Гуендула; III — район Тебессы; IV — район Гафсы: 1 — известняки (маастрихт); 2 — черный мергель (нижний понт); 3 — мергелистый известняк; 4 — мергель с фосфоритом; 5 — фосфоритоносная свита (палеоцен — нижний эоцен); 6 — известняк с пластами гипса; 7 — мергели; 8 — известняк с нуммулитами; 9 — гипс.

порода издает битуминозный запах. Обычно она переполнена остатками фораминифер и радиолярий, а также копролитами, зубами и обломками костей рыб. Оолитовые зерна имеют сферическую или овальную форму и размеры от 0,05 до 0,5 мм в диаметре; содержание в них фосфатного ангидрита составляет около 32%. Фосфатная толща содержит богатую фауну, заключенную как в породах, разделяющих фосфориты, так и в самих фосфоритовых пластах. «В большом количестве присутствуют устрицы *Ostrea multi costata* и др. Очень характерной является *Thersitea*. В зернах фосфоритов и в цементе в большом количестве обнаружены остатки радиолярий

и диатомей. Специфические особенности радиолярий (*Spumellaria*) указывают на то, что они жили в мелководных условиях, в зоне постоянно движущихся вод. Присутствие диатомей в ядрах фосфоритовых оолитов заставляет предполагать существование холодного течения, которое могло приносить в этот субтропический бассейн северную флору. В огромном количестве встречаются здесь остатки сублиторальных видов рыб (Орлова, 1951, стр. 61—62). Таким образом, фосфоритовая толща представляет собою несомненно мелководное образование. В Марокканском заливе Атлантического океана фосфоритовые отложения выстилают периферическую прибрежную зону бассейна, в Алжиро-Тунисском заливе они приурочены к мелководному поднятию с двумя крупными островами на нем; к северу и югу от поднятия располагались относительно глубоководные зоны. Мощность фосфоритоносной серии в Центральном Тунисе составляет в среднем 20—25 м, достигая местами 40 м; в Южном Тунисе она увеличивается до 90 м, при суммарной мощности фосфоритовых пластов около 46 м. Это дает достаточное представление об интенсивности фосфоритообразующего процесса. По направлению к глубоководным отложениям фосфориты выклиниваются, а пластовый их тип здесь замещается желваковым.

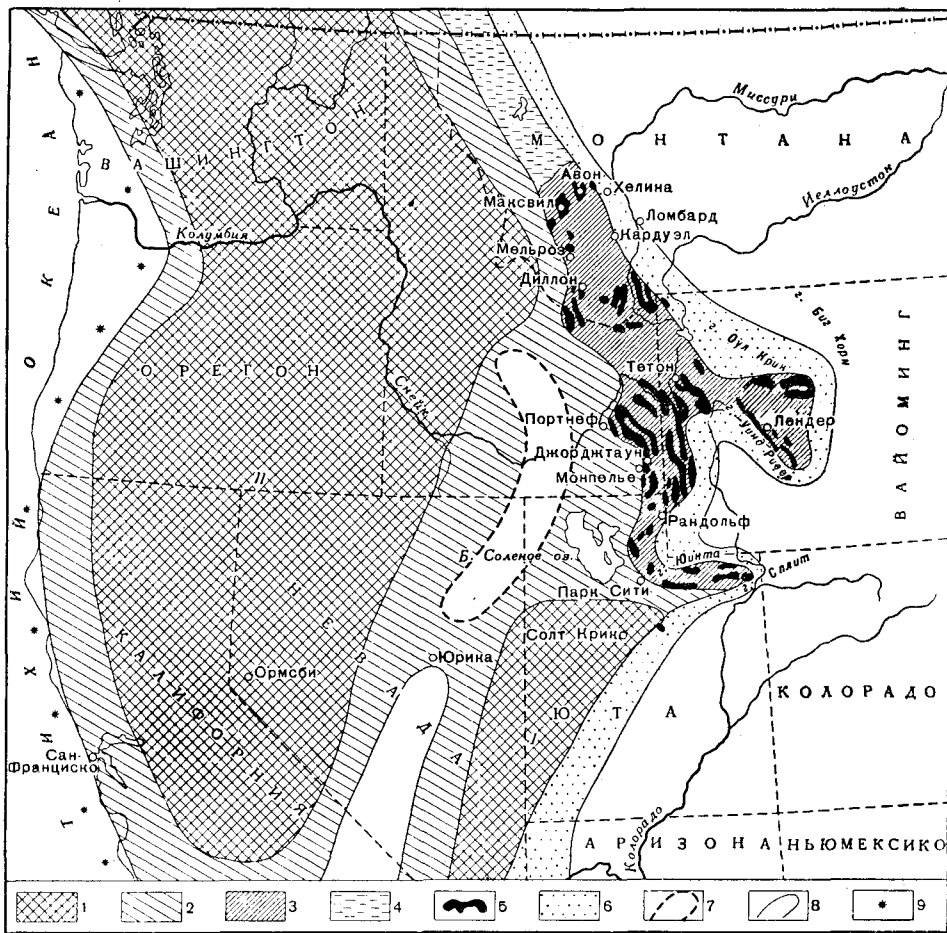
«Для Южного Туниса, по сравнению с Центральным, можно отметить более мелководный характер отложений и более ясно выраженные колебания береговой линии, которые обуславливают присутствие в разрезе галечников, ракушечников и гипсоносных прослоев» (Орлова, 1951, стр. 60).

*«Широким развитием в областях, окаймлявших Алжиро-Тунисский бассейн с юга, пользуются красноцветные и лагунные отложения: гипсоносная свита эоцена развита к югу и востоку от фосфоритоносного района Гафзы в Тунисе, к югу от Негрина в месторождении Джабель-Окк в Восточном Алжире. Красноцветные отложения покрывают область Марокканской Мезеты; они известны также в ряде районов в Антиатласе и Высоком Атласе»* (Орлова, 1951, стр. 49). Для обоих фосфатнакопляющих регионов, наконец, характерно незначительное количество или полное отсутствие терригенного материала, из чего можно заключить, что окружавшая их суша и острова обладали низким, сглаженным рельефом.

Своеобразна была обстановка возникновения фосфоритов пермской формации «Фосфория». Основные черты ее показаны на фиг. 50. В области североамериканских Кордильер и Скалистых гор располагался тогда огромный геосинклинальный бассейн, который в северной трети представлял собою единую ванну с максимальным прогибанием в центральных своих частях, на остальной же площади подразделялся антиклинорием Манхеттен на два синклинория — западный и восточный. Западный заполнялся мощными осадочно-эффузивными толщами, восточный — только нормально-осадочными; вулканические очаги (по Шухерту, 1957) располагались на крайнем западе, у современного побережья Тихого океана.

Накопление фосфата происходило вдоль восточного берега геосинклинального бассейна на пространстве от района Банф (Канада) до гор Юинта (США), общим протяжением около 1700 км (фиг. 50). В штате Уайоминг от основного морского массива отделялись два залива — Лендер на севере и Юинта на юге.

При движении с севера на юг вдоль основной фосфоритоносной полосы происходят существенные изменения в составе отложений. В Канаде фосфоритовая свита является частью толщи кварцитов. Фосфоритовый пласт имеет среднюю мощность всего 0,3 м и состоит главным образом из фосфатных раковин и обломков костей; оолитов нет. Сланцевые прослои в свите, а частично также и кварциты, фосфатизированы. Южнее, в штате Мон-



Фиг. 50. Палеогеография пермского фосфоритного бассейна Сев. Америки (по Е. В. Орловой).

1 — области прогиба и накопления осадков мощностью больше 300 м; I — область нормальных морских осадков, II — область осадочно-вулканических образований; 2 — зона накопления осадков мощностью до 300 м; 3 — площадь распространения фосфатной фации; 4 — площадь предполагаемого распространения фосфоритной фации; 5 — площадь распространения формации фосфорита; 6 — мелководная зона; 7 — суша; 8 — подводный остров; \* 9 — палеозойская вулканическая область.

тана, фосфоритная формация расчленяется на два горизонта: нижний сланцевый — собственно фосфоритовый и верхний — кремнистый. При этом по мере движения к югу мощности обоих горизонтов растут и на участке Портнеф — Рандольф достигают суммарно около 100 м. Мощность фосфатных пластов здесь очень изменчива, от тонких до 3,6 м, концентрация фосфатов также разнообразна: пласты высокосортного фосфорита с содержанием 32—36%  $P_2O_5$  чередуются с тонкослоистыми сланцами, в которых отдельные прослои фосфатов содержат 10—28%  $P_2O_5$ , и с тонкозернистыми песчано-глинистыми прослоями, в которых содержание  $P_2O_5$  не превышает 1—7%. Среднее же содержание  $P_2O_5$  для всей сланцевой толщи составляет 12%. Накопление фосфора, следовательно, достигает колоссальных размеров. Характерно, что этот участок максимального обогащения осадков фосфором как бы зажат между поднятием Манхеттенской антиклинали на западе и краем платформы на востоке. Фосфориты имеют оолитовое строение, причем оолиты крупные и очень крупные, до пизолитов (12 мм). Фауны фосфоритовые пласты почти не содержат, хотя местами в

основании свиты встречаются прослои, богатые обломками фосфатизированных раковин. В пластах, вмещающих фосфориты, встречены: *Lingula*, *Productus* (три вида), *Lingulidiscina*, *Chonetes*, *Pustula*, *Pugnax*, *Leda*, *Aviculopecten*, *Omphalotrochus*. Для фосфоритовой серии этого района типично повышенное и высокое содержание ванадия (0,5—2,0%  $V_2O_5$ ). Южнее района Портнеф — Джорджтаун как в нижнем, так и в верхнем горизонтах формации увеличивается количество известняков. К югу от района Рандольф, с приближением к глубоководной впадине Оквер, фосфатизация пород резко падает.

Особый тип представляют собою фосфоритовые залежи в двух заливах, вдающихся в глубь континента. Вмещающими породами являются здесь известняки. Фосфориты теряют свое оолитовое строение, замещаясь ракушечными; в связи с этим падает и их качество;  $P_2O_5$  снижается до 25—16%; появляется глауконит. Фосфориты приобретают платформенный облик.

На отдельных участках фосфоритоносной полосы по восточному берегу моря развиты красноцветные отложения, в том числе местами гипсоносные. По Мансфилду (фиг. 51), они аналогичны современным образованиям в области Кач в Индии, и указывают, что к востоку от пермского моря располагалась область широких мелководных лагун, которые поддерживали периодическую связь с морем. Водосборы были низки и давали минимальное количество красноцветного обломочного материала; только на отдельных участках они, по-видимому, повышались и с них сносился в море песчаный материал.

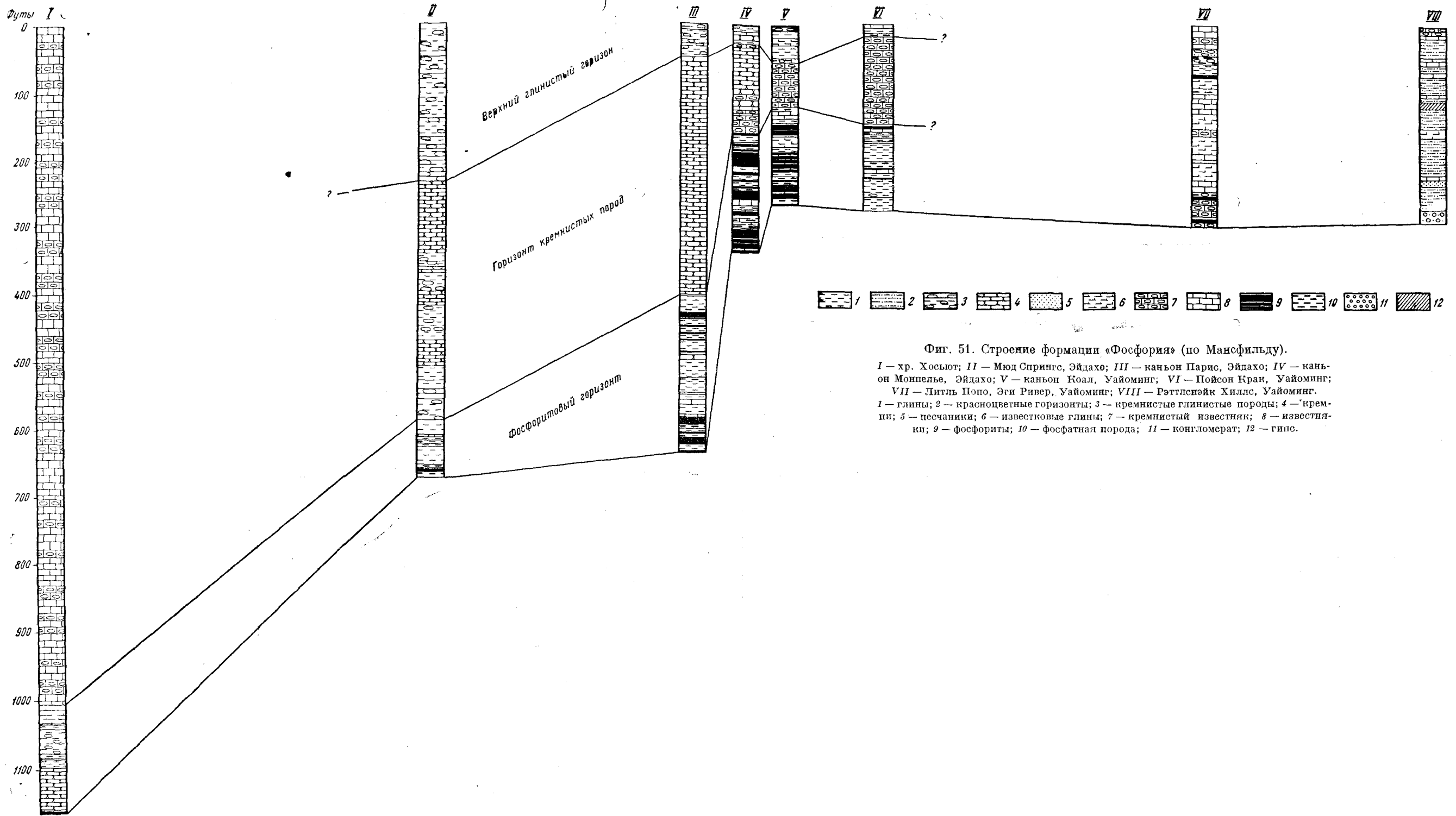
Ближайшим аналогом свиты «Фосфория» является фосфоритоносная свита Каратау (Туркестанского); здесь также фосфоритовая серия мощная и ассоциируется с доломитами, содержит кремнистые породы, а фосфорит имеет зернистое и оолитовое строение. Но палеогеографическая обстановка возникновения этих фосфоритовых отложений пока не раскрыта с надлежащей конкретностью и достоверностью и потому мы на них останавливаться не будем.

Весьма характерны палеогеографические условия возникновения нижнемиоценовой фосфоритной формации Хауторн на п-ове Флорида. Как видно на карте Шухерта (фиг. 52), море было распространено тогда по северному побережью Мексиканского залива и на востоке Аппалачских герцинид, тогда уже сильно сивелированных. Бассейн в целом имел характер открытого океанического шельфа, свободно сообщавшегося с океанской водой. Площадь формации Хауторн достигает около 17,5 тыс. км<sup>2</sup>, мощность — 180 м. Она сложена перемежающимися пластами белых и серых мергелей, включающих пласты твердого известняка и зеленой глины.

Почти все эти породы обогащены фосфором и содержат мелкие бурые зерна фосфата или же фосфатные гальки. Содержание  $P_2O_5$  находится обычно на уровне 4—14%, но встречаются и горизонты с 31—34%. Учитывая огромную мощность и площадь распространения формации Хауторн, нетрудно представить себе колоссальность накопленных в ней фосфатов, хотя и низкого качества.

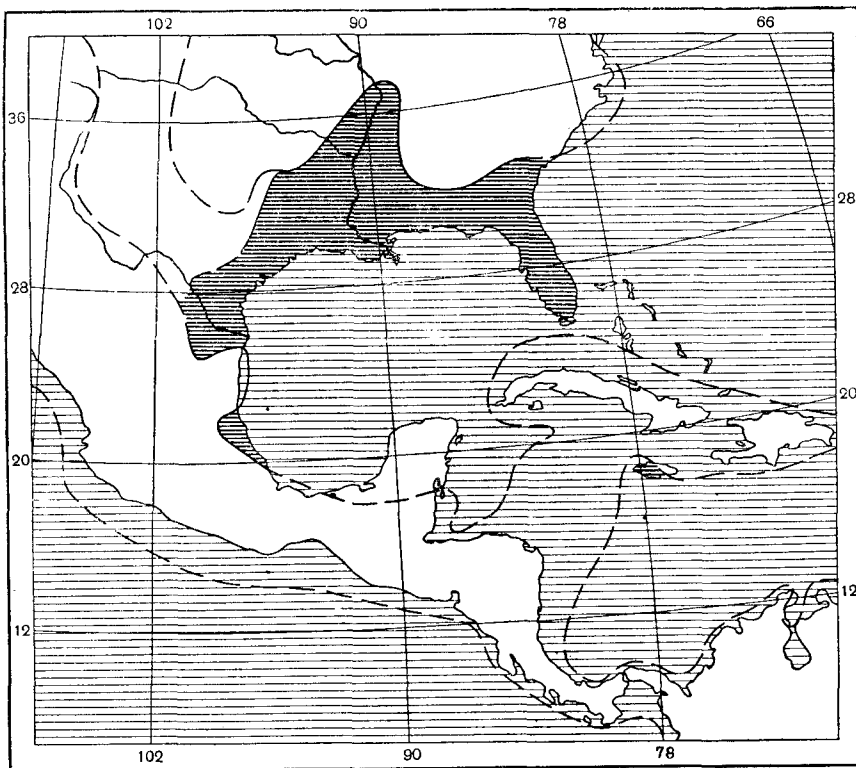
Большой интерес для познания вариаций физико-географических условий фосфатонакопления в аридных областях представляет палеогеография среднеордовикских фосфоритов Сибирской платформы, (Никифорова, 1955), хотя практическое значение этих фосфоритов пока ничтожно.

В кривошунский век внутри огромного морского бассейна четко выделяются четыре фашиальные зоны (фиг. 53). В Иркутском амфитеатре и вдоль западной окраины платформы вплоть до устья Нижней Тунгуски в кривошунское время отлагались красноцветные песчаники, нередко грубозернистые, с прослоями также красных, иногда и зеленых алевролитов и



Фиг. 51. Строение формации «Фосфория» (по Мансфильду).

I — хр. Хосьют; II — Мюд Спрингс, Эйдахо; III — каньон Парис, Эйдахо; IV — каньон Монпелье, Эйдахо; V — каньон Коал, Уайоминг; VI — Пойсон Крак, Уайоминг; VII — Литль Попо, Эги Ривер, Уайоминг; VIII — Рэттлсвэйк Хиллс, Уайоминг.  
 1 — глины; 2 — красноцветные горизонты; 3 — кремнистые глинистые породы; 4 — кремни; 5 — песчаники; 6 — известковые глины; 7 — кремнистый известняк; 8 — известняки; 9 — фосфориты; 10 — фосфатная порода; 11 — конгломерат; 12 — гипс.

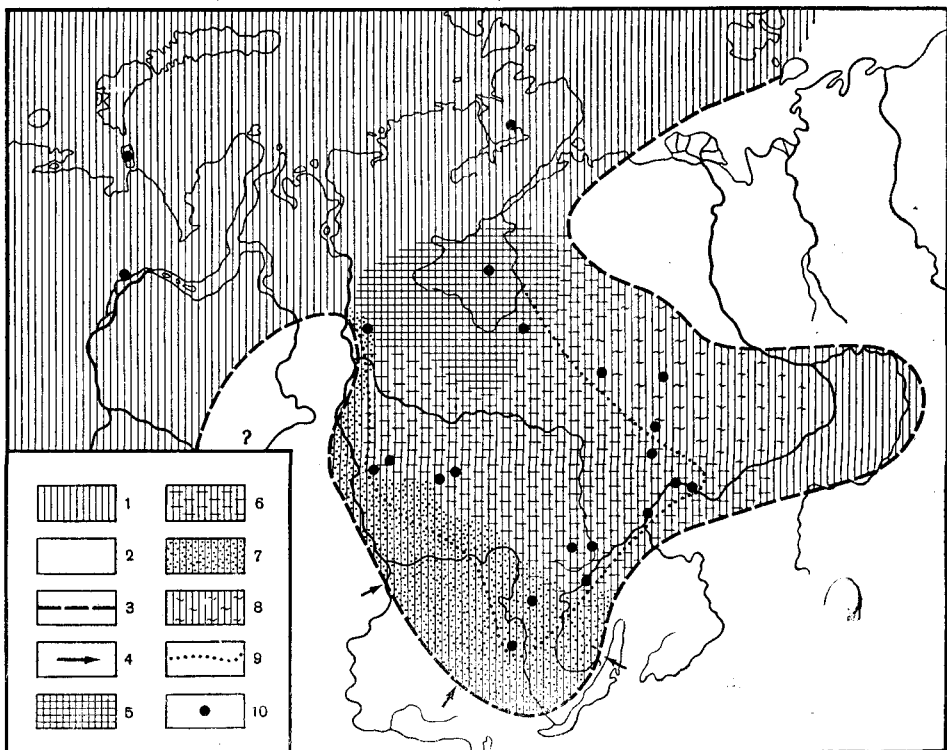


Фиг. 52. Палеогеография нижнеэоценовой формации Хауторн (по Шухерту).  
Заштрихована площадь морских отложений.

редко — аргиллитов; в алевролитах и глинах части трещины высыхания, свидетельствующие о мелководности отложений; в песчаниках — косая слоистость прибрежного типа, иногда слоистость типа течений. Это наиболее прибрежная часть бассейна, примыкавшая к поднятиям, оконтуривавшим море с юга и запада и поставлявшим обломочный материал. В более центральных частях платформы накапливались более тонкозернистые карбонатно-терригенные, часто красноцветные осадки, представленные чередованием алевролитов, песчаников, песчанистых доломитов, реже — глинистых мергелей и глин и еще реже известняков; совокупная мощность отложений не свыше 50 м. Наиболее открытая и, возможно, более глубоководная часть бассейна располагалась на севере (район р. Мойеро и др.), где отложилась мощная, сравнительно с другими частями бассейна, пачка известняков. Последние содержат наиболее разнообразный и богатый комплекс фауны криволицкой свиты, свидетельствующей о вполне благоприятных условиях для ее развития. Наконец, на северо-востоке платформы вновь появляются красноцветные песчано-алевритово-доломитовые отложения, среди которых встречены линзы и прослои гипсов. Они установлены на р. Маркоке и в бассейне среднего Виллюя. Очевидно, эта область моря временами расчленялась на серию выпаривавшихся лагун. Аналогичная фациальная зональность была свойственна и бассейну мангазейского века, только была несколько видоизменена пространственно.

Фосфатизация криволицких и мангазейских отложений приурочивается к некоторой промежуточной седиментационной зоне, в отложениях Иркутского амфитеатра (реки Уда, Ока, Илим, Лена), реки Подкаменной Тунгузки и Курейки, р. Мойеро, наконец — р. Маркоки (и Мархи).





Фиг. 53. Палеогеография кривошукского века на Сибирской платформе (по О. И. Никифоровой).

1 — море; 2 — суша; 3 — условные контуры суши; 4 — направление сноса; 5 — область платформенного моря с преобладающим накоплением карбонатных осадков; 6 — область платформенного моря с преобладающим накоплением тонкозернистых терригенно-карбонатных осадков; 7 — область платформенного моря вблизи областей сноса с преобладающим накоплением крупнозернистых карбонатно-терригенных осадков; 8 — область платформенного моря с периодически наступавшим лагунным режимом; 9 — условные контуры области накопления фосфатных осадков; 10 — точки изученных разрезов.

На карте (фиг. 53) О. И. Никифоровой намечены внутренние границы фосфатной зоны; ширина ее неизвестна, но установлено, что *внутри бассейна по мере перехода в более глубоководные отложения фосфатонакопление убывает; это отчетливо видно по крайней мере в Иркутском амфитеатре* (Доминиковской и Либрович, 1957).

Типы фосфатонакопления различны. Одним являются песчаные фосфатные ракушники до 0,6 м мощностью; многочисленные раковины лингул и их обломки располагаются по косым и горизонтальным слоям перекрестной слоистости, прекрасно выраженной. Других органических осадков, кроме лингул, нет. Под микроскопом дополнительно констатируются фосфатный цемент и обломки песчаных фосфоритов; содержание  $P_2O_5$  от 6,33 до 19,96%, что обычно для ракушниковых фосфоритов вообще (см. том II). «Лингуловые ракушники, по В. Н. Доминиковскому и В. Л. Либровичу, 1957, являются отложениями отмелей близ устьев рек, выносивших в море много песчаного материала. Наибольшие скопления современных лингул с фосфатной раковиной наблюдаются на песчаных отмелях, обнажающихся во время отлива, например, около побережья Кумамо (Япония). Лингулы могли появляться там, где не было конкуренции со стороны другой морской фауны, т. е. в данном случае в опресненных водах» (стр. 9).

Другим типом фосфатных пород являются детритусово-зернистые фосфориты. Они представляют собою агрегат окатанных обломков фосфатных раковин лингул размером 0,2—0,5 мм, смешанных с зернами кварца несколько меньших размеров. Кроме того, присутствуют обломки алевритового фосфорита и реже стяжения фосфорита с зональным concentрическим строением. Эти фосфориты характеризуются довольно высоким содержанием  $P_2O_5$ : от 13,80 до 19,38%. Они почти совершенно лишены глинистого материала и отличаются от ракушникового типа наличием однонаправленной косої слоистости типа течений. «Таким образом,— пишут В. И. Доминиковский и В. Л. Либрович,— эти фосфориты скорее всего являются отложениями течений и волнений на мелководье, возникшими в результате сортирующей деятельности подвижных вод. В этих осадках концентрировались сравнительно тяжелые фосфатные обломки песчаного и алевритового размера, в меньшей степени более мелкие частицы кварца, а легкие глинистые частицы вымывались течениями».

Третьим типом являются песчанистые брахиоподовые ракушники и оолитовые фосфатно-железистые породы. Брахиоподовые ракушники образуют четковидные прослои, мощность которых через каждые 15—40 см по простиранию меняется от 15—30 до 3—5 см. Раздувы мощности представляют собой как бы крупные валики ряби, где раковины брахиопод располагаются по косым прослойкам. На брахиоподовых ракушниках залегают обычно оолитовые фосфатно-железистые породы, которые являются в сущности железными рудами, несколько обогащенными  $P_2O_5$  (0,49—2,92%). Наличие в этих породах богатой морской фауны заставляет считать, что они образовались в мелководной части бассейна с нормальной соленостью. Территориально они относятся к участкам моря, где отсутствовали крупные реки, впадающие в море.

Таким образом, в среднеордовикском море Сибирской платформы фосфатонакопление было по существу биогенным и потому локализовалось на весьма малых глубинах. Как убедительно показал В. Л. Либрович, в пределах Иркутского амфитеатра наибольшие скопления биогенных фосфатов (ракушникового и детритусово-зернистого типов) приурочивались к опресненным частям бассейна. Но на северо-востоке, вблизи зоны лагун, они, вероятно, могли возникать и в несколько осолоненной воде: отбор чисто лингулового биоценоза мог с равным успехом идти как на базе некоторого опреснения, так и на базе осолонения, как это, например, демонстрирует современный *Cardium edule* L.

Сопоставляя палеогеографические условия фосфатонакопления в морях аридных зон с обстановками в поясах гумидных, нетрудно видеть, что они достаточно близки. В обоих случаях фосфаты накапливались на открытом океанском или морском шельфе (формация Хауторн), в широком морском заливе (Марокко) и в более закрытых заливах (Лендер, Юинта), на шельфе геосинклинального моря (Фосфория) и предгорного прогиба (Тунис, Алжир), наконец — в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне (Сибирская платформа). Разница была не в существе палеогеографических обстановок, а в интенсивности протекавших в них процессов фосфатобразования, что отразилось прежде всего в петрографических типах фосфоритов.

Петрографические типы фосфоритов аридных областей разнообразны. Среди них встречаются фосфориты пластовые, желваковые и ракушечные. Это, в сущности, те же главные типы, какие мы видели и в гумидных поясах, но количественные соотношения между этими типами в водоемах аридных зон совершенно иные, нежели в водоемах гумидных. Там на первый план выступал желваковый тип, пластовый же был развит ничтожно и практически едва улавливался. В месторождениях аридных поясов, напротив, господствующее положение занимают *пластовые высокопроцентные накопления оолитового, микрозернистого или зернистого строения.*

*Самостоятельных желвачных фосфоритов в отложениях аридных зон нет совсем; желваки встречаются обычно лишь по периферии пластовых оолитовых или зернистых накоплений, там, где пластовое месторождение начинает выклиниваться, а содержание  $P_2O_5$  в нем убывает. Раковинные фосфориты имеют совершенно ничтожное значение. Важно отметить также, что явления перемыва и переотложения фосфатного материала, столь развитые в морях гумидных зон и, несомненно, имевшие в них рудообразующее значение, как фактор дополнительной концентрации  $P_2O_5$  в руде, в основных для аридных зон пластовых месторождениях обычно отсутствуют, а когда встречаются, то приурочиваются главным образом к периферии месторождения, в частности — к полосе ближнего выклинивания. Иначе говоря, ни диагенетическое перераспределение фосфатов в осадках, ни перемыывание их с выносом разбавляющего терригенного материала в аридных поясах практически не участвовали в качестве дополнительных и часто очень важных факторов фосфатонакопления. Высокие концентрации фосфатов возникали здесь сразу же в первичном седиментационном акте. Вместе с тем, в отличие от гумидных фосфатных месторождений, пластовые фосфориты нередко практически лишены фауны (Фосфория, Каратау, Селеук и др.); зернистые содержат органические остатки, иногда обильные (Сев. Африка), иногда в небольших количествах (Каратау). В целом несомненно, что фосфатонакопление в аридных зонах явилось результатом чисто хемогенных процессов, причем интенсивность осаждения соединений фосфора из наддонной воды была многократно выше той, какая типична для водоемов гумидных зон. Биогенные ракушечные накопления, вроде среднеордовикских на Сибирской платформе, редки и имеют ничтожное значение в общей массе фосфоритов аридных зон.*

При аридном фосфатообразовании меняется, однако, не только общий петрографический облик фосфатов, но и парагенезис пород, с фосфатами ассоциирующихся.

Фосфатонакопление часто сочетается с доломитообразованием, или с накоплением кремнистых пород, особенно в палеозое. Терригенные породы, вмещающие фосфаты, нередко становятся красноцветными и пестроцветными. Наконец, в ближайшем соседстве с фосфатными породами в разрезе появляются гипсы, а на площади — явно выраженные отложения засоленных лагун (Фосфория, Североафриканские и др.). Все это делает петрографическую ассоциацию, в которой встречаются фосфориты аридных зон, резко отличной от ассоциации, которая типична для фосфоритов поясов гумидных. Добавим, что фосфатным месторождениям аридных зон свойственна и несколько другая тектоническая локализация сравнительно с фосфатами гумидных областей; они возникали не только на платформах, но главным образом в геосинклинальных зонах, где дают нередко огромные по мощности фосфатные серии.

В целом же фосфоритовые месторождения аридных зон отличаются от месторождений гумидных по самым разнообразным признакам и образуют группу, очень четко от них отдифференцированную.

## 2. О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРИДНЫХ ЗОН

При истолковании особенностей фосфатообразования в морях аридных зон нужно иметь в виду, что некоторые черты их парагенезиса сами собою выводятся из аридной обстановки и не требуют специальных разъяснений; таковы ассоциация с красноцветными породами, с доломитами, с гипсами и другими лагунными отложениями. Но большая интенсивность фосфатонакопления, смена желвакового типа на пластовый, появление и сильное развитие его в геосинклинальных зонах вместо платформенных — эти специфические черты фосфатообразования в аридных зонах

сравнительно с гумидными генетически отнюдь не самоочевидны и требуют истолкования.

Основой теории в данном случае является генетическая концепция А. В. Казакова; нужно только выяснить, что при таком же механизме столь усиливало фосфатонакопление в морях аридных зон? Два обстоятельства, мне кажется, способствовали этому. Если в морских водах гумидных зон фосфаты, по новым данным А. И. Смирнова (1958), только «очень близки к насыщению» в поверхностных водах, то в водах зон аридных, несколько более минерализованных, несомненно наступает их насыщение и даже некоторое пересыщение вследствие постоянного удаления воды испарением. Это обстоятельство могло только содействовать химическому осаждению фосфатов, увеличивая массы их, выпадающие из растворенного состояния. С другой стороны, засушливая область отличается необычайным постоянством и силой пассатных ветров, что должно вызывать локальные, достаточно устойчивые (постоянные) и сильные глубинные течения, выносящие фосфаты с глубоких горизонтов вверх. Это обстоятельство не только содействовало дополнительному усилению садки фосфатов и созданию высокопроцентных их концентраций, но и растягивало саму садку на гораздо более длительные сроки, создавая гораздо более мощные разрезы фосфатных серий.

Все эти специфические особенности морей аридных областей делают интенсификацию фосфатонакопления в них явлением вполне закономерным и неизбежным. Усиление же фосфатного процесса естественно влекло за собою локализацию его не только на платформах (что характерно для гумидных зон), но и в геосинклиналях, т. е. образование месторождений на фоне несколько убыстренной общей седиментации. Соседство с глубокими котловинами геосинклинальных морей, нижние горизонты которых обогащены  $P_2O_5$ , могло сказываться лишь положительно на фосфатонакоплении. Усиление фосфатонакопления автоматически приводило к тому, что желваковый тип фосфоритов, отвечавший очень малой интенсивности фосфатного процесса, был вытеснен пластовым и сохранялся лишь по периферии последнего, где он, затухая, становился слабым. Так, смена петрографических типов фосфоритов и расширение тектонических условий их образования столь же неизбежно вытекают из усиления фосфатного процесса в обстановке аридных зон, как связь с доломитами, красноцветными породами и гипсами из существа аридных условий фосфатонакопления.

### 3. УСИЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАЖДЕНИЯ $CaCO_3$ В ВОДОЕМАХ АРИДНЫХ ЗОН И ЕГО ПРИЧИНЫ; МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАЛЬЦИТА В ОСАДКАХ

*Подобно истории фосфатов, история  $CaCO_3$  в слабо минерализованных водоемах аридных зон отличается от его истории в гумидных поясах прежде всего резкой интенсификацией процесса осаждения из воды бассейна. Это обстоятельство легко раскрывается при анализе современных отложений аридных водоемов (Страхов, 1951): Черного, Каспийского, Аральского морей и озера Балхаша (табл. 6).*

Как видим, осаждение карбоната кальция в водоемах засушливой зоны в десятки раз превосходит интенсивность его осаждения в океане, а тем более в озерах и внутриконтинентальных морях гумидных зон.

Столь резкая интенсификация известнякакопления объясняется несколькими причинами. Прежде всего, реки, питающие бассейны засушливой зоны, обладают обычно гораздо большей концентрацией растворенных карбонатных солей сравнительно с реками гумидных поясов. Так, волжская вода у Астрахани содержит 2,15 мг-экв.  $CaCO_3$ , вода Урала — 2,6, Терека — 2,7, Сулака — 2,06, Куры — 2,7, Дона — 4,7, Днепра — 2,8, Сыр-Дарьи — 2,63, Аму-Дарьи — 2,7, р. Или — 4,4 мг-экв. Эти

Средняя интенсивность накопления  $\text{CaCO}_3$ , в г/см за год (Страхов, 1951)

| Бассейны                                      | $V/\alpha^1$ | $\text{CaCO}_3$ | Примечание                                  |
|---|--------------|-----------------|---|
| Атлантический океан,<br>экваториальная полоса | 0,3          | 0,5             | По карте абсолютных<br>масс $\text{CaCO}_3$ |
| Черное море . . . . .                         | 3,6          | 7,4             |   |
| Каспийское море . . . . .                     | 4,3          | 11,7            |   |
| Аральское море . . . . .                      | 7,0          | 19,4            | По балансу стока (жид-<br>кого и твердого)  |
| Озеро Балхаш . . . . .                        | 8,9          | 30,9            |   |

<sup>1</sup>  $V$  — водосборная площадь;  $\alpha$  — площадь водоема

цифры в общем в 1,5—2 раза выше, соответствующих цифр для Амазонки, Конго, Инда, Брампутры и других рек, втекающих в бассейны гумидных зон. Существенно также, что вода рек, протекающих в пределах засушливой зоны, насыщена и перенасыщена  $\text{CaCO}_3$ , что было показано мною еще в 1945 г. Поэтому карбонаты начинают перемещаться в реках не только в растворенном, но и во взвешенном состоянии. Прямые анализы речной мути ряда рек показали, что содержание карбонатов во взвесах колеблется от 2 до 25% их сухого веса (Страхов, 1951). Наконец, нужно иметь в виду, что водоемы аридных зон, как правило, бессточны: все, что в них поступает, в них же и остается; между тем бассейны гумидных зон всегда проточны и, стало быть, теряют часть вносимого в них материала, в том числе и карбонатного. Все вместе взятое и повышает интенсивность известнякообразования в водоемах аридных зон сравнительно со столь же мало минерализованными водоемами гумидных поясов.

Параллельно с интенсификацией кальцитонакопления заметно меняются соотношения между разными морфологическими типами кальцита. Типы эти в отложениях аридных водоемов довольно разнообразны и могут быть сведены в пять групп: 1) оолиты и оолитоподобные тела; 2) карбонатные корки; 3) раковинный карбонат; 4) дрюит; 5) пелитоморфный карбонат.

Оолиты довольно распространены и встречаются в той или иной степени во всех изученных нами бассейнах. Наибольшей выраженности они достигают в Аральском и Каспийском морях. В первом оолиты приурочены к северо-западной части моря и локализуются вместе с ракушками по западному борту срединного мелководья, протягивающегося к югу от п-ова Куланды. Морфологически оолиты представляют собой зерна размерами 0,1—0,4 мм; в центре обычно находится пасчаное зерно или обломок раковины; концентры в количестве от 2—3 до 5—6 выражены очень четко. Проба Файгля показывает, что они сложены арагонитом. Нередко несколько оолитовых зерен объединяются общей оболочкой.

В Каспии оолиты констатированы почти во всех шельфовых станциях по западному побережью от Апшеронского п-ова до р. Куры, на апшеронско-красноводском мелководном валу и в восточной шельфовой области от о-ва Огурчинского до Среднего Каспия включительно.

В осадках Балхаша и Иссык-Куля оолитовые образования представлены единичными зернами, причем самые оолиты примитивны, слабо развиты и слагаются всего одной — двумя оболочками.

В ряде случаев в Каспийском и Аральском морях оолитовые накопления вместе с обломками ракушки цементируются в плотные твердые массы. Нередко цементируется самый верхний горизонт осадка, образуя

карбонатную корку. Эта корка особенно распространена в Приапшеронском районе.

*Оолиты и карбонатная корка представляют собою несомненно химические образования, причем корка связана, видимо, с процессами диагенетических миграций  $\text{CaCO}_3$ , оолиты же, — главным образом, с первичным выпадением углекальциевой соли из воды.*

*Раковинный карбонат* в водоемах аридной зоны представлен цельными или превращенными в обломки раковинами моллюсков, фораминифер и остракод; в некоторых случаях эти раковинные остатки более или менее густо обросли выделениями известковых водорослей (Черное море, Красноводский залив Каспия).

На профиле от берега к центру моря раковинные выделения  $\text{CaCO}_3$  тяготеют всегда к более мелководным зонам, преимущественно к алевроитам, убывая как на более мелких, так и на более глубоких частях дна.

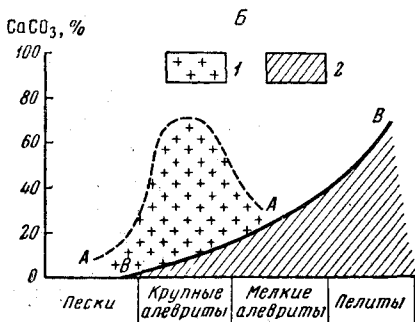
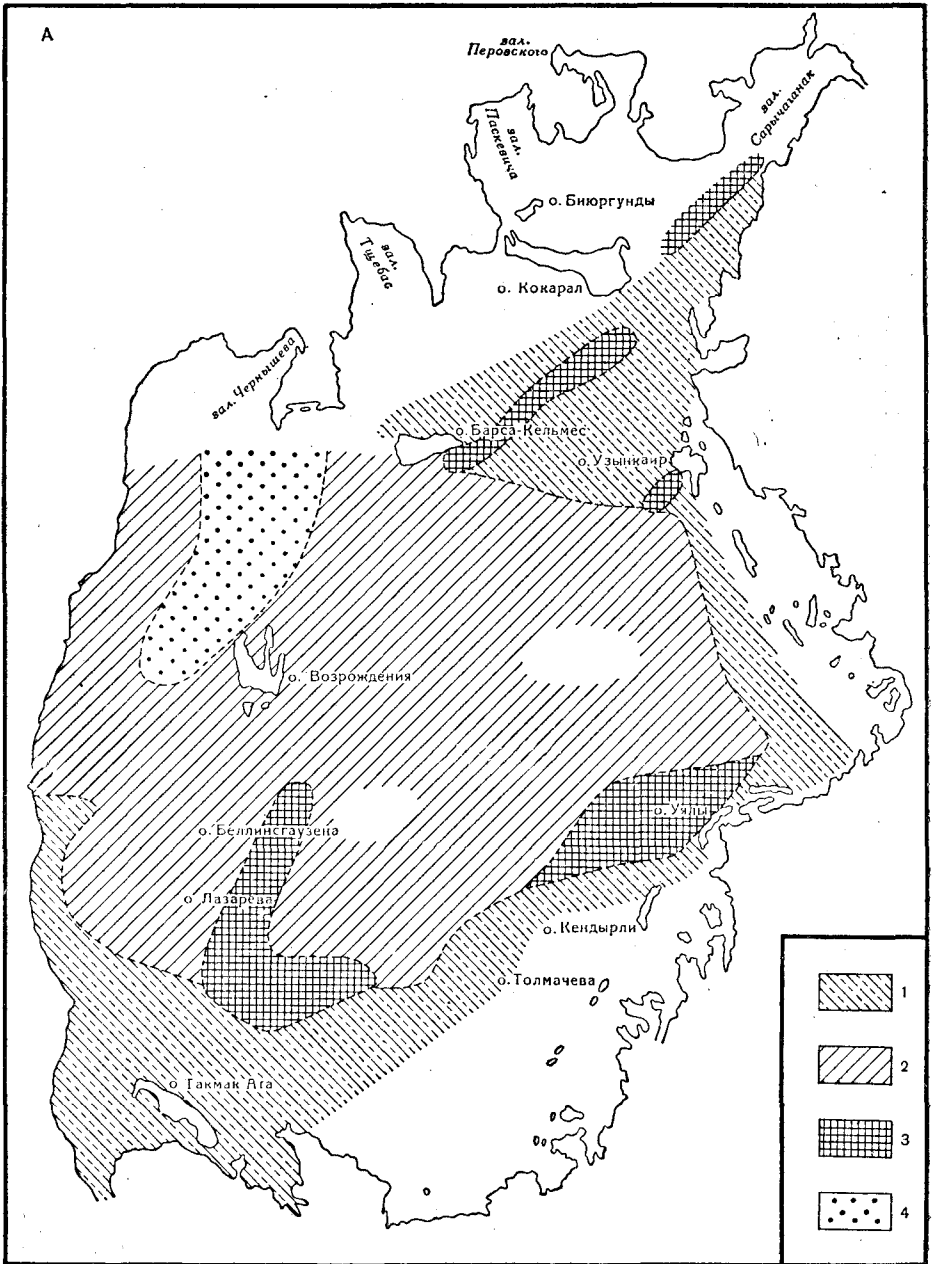
*Дрюит, или комочкообразный кальцит*, наиболее распространен в Черном море. Он представляет собою эллипсоидальные комочки  $\text{CaCO}_3$  размером от 0,15 до 1,5 мм по длинной оси и от 0,03 до 0,44 мм — по короткой. Агрегатная поляризация комочков указывает, что они образованы хаотическими, неупорядоченными скоплениями мельчайших кристаллических индивидуумов. Такого рода образования изредка констатируются в Черном море уже в фаеוליновом илу. В глубоководной глине они встречаются часто, но неравномерно: то их мало, то они скучиваются на отдельных участках и придают глине «микробрекчиевый» габитус. В переходном и особенно в известковом илу дрюитовые комочки очень распространены, причем располагаются прослоями, отделенными друг от друга прослойками глинисто-сапропелевого материала. Дрюитовые комочки в этих случаях лежат в цементе пелитоморфного карбоната, причем часто соприкасаются друг с другом или даже сливаются в более крупные линзочки. Сами карбонатные прослои расположены по разрезу колонки то густо, то редко, что обуславливает появление неясной полосатости или макрослоистости колонок. У наиболее богатых  $\text{CaCO}_3$  известковых илов число кальцитовых прослоев колеблется от 17 до 27 на 1 см колонок сухого осадка, что в среднем дает 22 прослоя на 1 см. Дрюит встречается в глубоководных отложениях и Каспийского моря, но играет здесь весьма подчиненную роль; в виде редкости отмечен также в Аральском море.

*Пелитоморфный (порошкообразный) карбонат* представляет собою разновидность, наиболее распространенную в осадках водоемов засушливой зоны. Он встречается практически повсеместно — в прибрежных песках, алевроитовых отложениях, в ракушниковых полях, в оолитовых накоплениях, в глубоководных илах. В прибрежных осадках количество пелитоморфного карбоната, особенно в ракушнике, обычно мало, по мере же перехода к глубоководным илам, лишенным раковинного материала и оолитов, роль его становится все более значительной. *Глубоководные илы поэтому являются главной областью развития пелитоморфного карбоната.*

Как видно из самого названия, пелитоморфный карбонат представлен мельчайшими зернами в 0,001—0,002 мм, диффузно рассеянными среди алюмосиликатного глинистого вещества осадка.

Изучение порошковых препаратов аральских глинисто-известковых осадков (Бродская, 1949) показало, что морфологически среди тонкозернистого кальцита можно выделить ряд разновидностей; наиболее распространены бесформенные, лепешковидные зерна и игольчатые удлиненные кристаллические индивидуумы. Размеры первых от 0,003 до 0,015 мм, вторых от 0,0028 до 0,008 мм.

На фиг. 54 воспроизведено распределение этих типов тонкозернистого карбоната. Бесформенные лепешковидные зерна составляют подавляющую массу тонкозернистого карбоната в периферических частях моря, игольчатые формы господствуют в центральных его областях.



**Фиг. 54.** Распределение разных типов CaCO<sub>3</sub> в Аральском и Каспийском морях.

**A.** Карта распределения морфологических типов карбонатов: 1 — зона преобладания обломочного карбоната; 2 — зона преобладания хемогенного карбоната; 3 — зона равных количеств хемогенного и обломочного материала; 4 — зона оолитов.

**Б.** Распределение разных генетических типов карбонатов в осадках Каспийского моря: 1 — равнинный карбонат; 2 — пелитоморфный карбонат.

Выделяются, кроме того, два небольших участка, где обе формы имеют приблизительно одинаковое значение. Встречаются также мельчайшие ясно сферолитовые зерна, дающие при скрещенных николях темный, несколько деформированный крест.

Игольчатые формы кальцита во множестве обнаружены в осадках оз Балхаш и в Каспийском море.

Являясь характерным компонентом глубоководных пелитовых осадков, пелитоморфный карбонат часто образует тонкие слоечки, придавая разрезу колонок микрослоистый характер. Наиболее четко это выражено в осадках Черного моря, о чем уже было сказано выше. В Каспии микрослоистость глин выражена слабее, но в глубоководных отложениях на ограниченных участках колонок все же встречается.

Генетически пелитоморфный карбонат представляет собою, с одной стороны, химически образованный кальцит (или арагонит), выпавший из наддонной воды в процессе ее испарения (иголки, сферолитовые зерна), с другой, — тончайшую обломочную мусть, внесенную в водоем реками (лепешкообразные бесформенные зерна).

Посмотрим теперь, как развиты количественно разные морфологические типы кальцита в водоемах аридных областей? Иначе говоря, как выглядит здесь баланс кальцитообразования?

В морских водоемах гумидных зон совершенно подавляющую часть  $\text{CaCO}_3$  составляли биогенные накопления. В бассейнах аридных зон дело обстоит иначе.

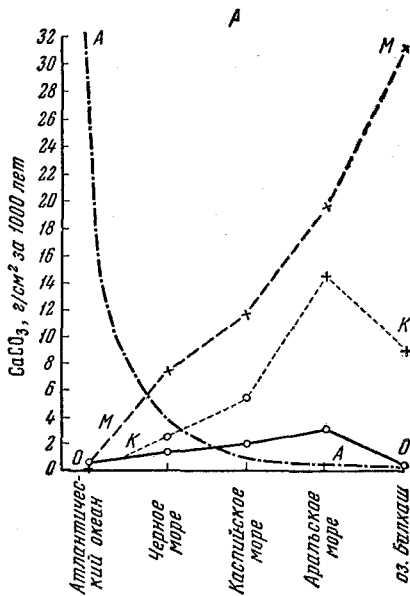
Общее представление о балансе кальцитообразования в них можно получить при рассмотрении распространенности раковинного и пелитоморфного карбоната в разных типах осадков. Фациальная локализация этих форм видна на фиг. 54 Б. Так как зоны песков и алевроитов во внутриматериковых морях и озерах, как правило, очень узки и во много раз уступают зоне известковых илов, то естественно, что в общей сумме карбонатного материала резко преобладает пелитоморфный кальцит. Он составляет, так сказать, фон, на котором разбросаны единично или группами раковинные остатки. *Эта первенствующая роль пелитоморфного кальцита и подчинение ему всех других форм является руководящим признаком для различения осадков бассейнов засушливой зоны от отложений влажных зон, у которых, напротив, главную массу составляет карбонат органогенный, без пелитоморфного или с подчиненной его добавкой.*

Эти общие наблюдения над трансформацией кальцитообразовательного процесса можно подтвердить более точными количественными подсчетами, определяющими ту роль, которую играют раковинный и пелитоморфный кальцит в общем годичном его накоплении.

При оценке роли биогенного кальцита в Черном море мы исходили из следующих соображений. Раковинный материал образует здесь, с одной стороны, почти чистые ракушники (северо-западный и прикерченский), с другой, — включения в мелководных илах. Абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в периферических областях ракушников, накопившиеся за современную стадию существования Черного моря, достигают максимум  $16 \text{ г/см}^2$ ; эта же цифра принята для расчетов  $\text{CaCO}_3$  раковинных полей в целом, хотя ничтожные мощности ракушников и их исключительная рыхлость (малый объемный вес) заставляют считать, что истинные абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  раковинных полей гораздо ниже. Данных о содержании раковинного материала в илах мало. Непосредственные определения его методом просеивания через сито с диаметром ячеек  $0,1 \text{ мм}$  с поправками на детритус в разностях, довольно богатых раковинами, показывают, что раковинный материал составляет от 25 до 50% всей массы  $\text{CaCO}_3$  в илах.

Чтобы получить достаточную гарантию от всяких преуменьшений роли раковинного материала, во всех расчетах брались максимальные цифры содержания его в илах. После вычислений (по методу взвешиваний)





Фиг. 55. Баланс разных форм  $\text{CaCO}_3$  в водоемах засушливой зоны.

А. Интенсивность карбонатообразования в разных водоемах. М — М — общая интенсивность карбонатообразования; поле между абсциссой и кривой О — О — органиогенный  $\text{CaCO}_3$ ; поле между кривыми О — О и К — К — кластический  $\text{CaCO}_3$ , внесенный реками; остальное — химически осаждающийся в водоемах  $\text{CaCO}_3$ ; А — А — известь-выделяющие организмы. Б. Особенности карбонатообразования в водоемах разного физико-географического типа. 1 — у водоемов с сильным сероводородным заражением воды (Черное море); 2 — у отдельных водоемов (Аральское море).

Б

| Типы $\text{CaCO}_3$                      | Водоемы влажной зоны |        |                       | О к е а н ы | Водоемы засушливой зоны |        |   |
|---|----------------------|--------|-----------------------|-------------|-------------------------|--------|---|
|   | Озера                | Заливы | Внутриконтинент. моря |             | Внутриконтинент. моря   | Заливы | Озера   |
| Общая интенсивность карбонатного процесса |                      |        |                       |             |                         |        |   |
| Непосредственно органиогенное выделение   |                      |        |                       |             |                         |        | Главн. обр. в мелководных прибрежных зонах, в пелагических падает до нуля |
| Химически осаждаемый $\text{CaCO}_3$      | Нет                  | Нет    | Нет                   |             |                         |        | Главн. обр. в прибрежных зонах; в пелагических падает до нуля             |
| Бактериальный $\text{CaCO}_3$             | Нет                  | Нет    | Нет                   |             |                         |        | 1   |
| Занос аблачатного $\text{CaCO}_3$         | Нет                  | Нет    | Нет                   |             |                         |        | 2   |
| Процессы растворения $\text{CaCO}_3$      |                      |        |                       |             |                         |        | Только в глубоких частях моря (>1000 м)                                   |

оказалось, что в шельфовых накоплениях раковинный материал составляет около 70% всей массы  $\text{CaCO}_3$ ; по отношению же к общим массам  $\text{CaCO}_3$  Черного моря роль биогенного кальцитообразования может быть оценена всего в 17%. Таким образом, непосредственно биологическое выделение кальция в Черном море в целом оттеснено далеко на второй план и играет совершенно подчиненную роль

Для Каспия (по недостатку знаний) таких расчетов пока произвести нельзя. Но, судя по косвенным данным, едва ли роль раковинного кальция будет здесь значительно отличаться от роли его в отложениях Черного моря. В осадках Аральского моря раковинного  $\text{CaCO}_3$ , определенного методом просеивания, всего 12% от суммы карбонатов. После поправок на потери при просеивании цифра увеличивается примерно в полтора раза.

Роль органогенного кальцита близка к тому, что наблюдается в Черном море. В Балхаше и Иссык-Куле содержание раковинного кальцита совершенно ничтожно, не доступно расчету и измеряется, вероятно, долями процента от общей массы карбонатов и никак не свыше 1—2%.

Как видим, расчеты полностью подтверждают впечатление от визуального и микроскопического изучения осадков. *Резкое преобладание пелитоморфного карбоната над органогенным вплоть до полного подавления последнего первым (в озерах), вырисовывается с полной отчетливостью.*

Но понижение роли органогенного  $\text{CaCO}_3$  в континентальных водоемах засушливой зоны происходит все же не просто в силу падения абсолютной интенсивности биогенного процесса.

Как видно на диаграмме (фиг. 55), колоссальные популяции немногих живущих в этих бассейнах видов, напротив, даже заметно интенсифицируют абсолютную силу биогенного кальцитоосаждения по сравнению с тем, что наблюдается в морях гумидных зон. Но в целом темпы этой интенсификации отстают от темпов подачи в бассейны  $\text{CaCO}_3$  в тем большей степени, чем дальше идет отклонение водоема от нормально-морского типа. *Беднеющий органический мир все слабее справляется с экстракцией всей массы ежегодно поступающего в водоем растворенного  $\text{CaCO}_3$ , и биогенный процесс все больше отходит на задний план, уступая место чисто химической садке карбонатов, преимущественно в форме пелитоморфных масс.*

Но пелитоморфный кальцит в осадках континентальных водоемов аридной зоны может быть также и обломочного происхождения — карбонатная речная мусть. Существенно поэтому хотя бы примерно рассчитать, как распределяется масса пелитоморфного  $\text{CaCO}_3$  между химически осажденным и обломочным типами.

Количество обломочного кальцита в каждом водоеме, очевидно, равно количеству его, доставляемому в бассейн во взвешенном состоянии. В Черном море оно, как мы видели, составляет меньше 30% всей суммы ежегодно поступающего  $\text{CaCO}_3$ , в Каспийском — 30%, в Аральском — около 65%, в Балхаше — 30%. Что касается пелитоморфного кальцита химического происхождения, то на долю его, в первом приближении, придется остаток до 100%. В Черном море это составляет заведомо больше 50%, в Каспийском — около 50%, в Аральском — около 20%, в Балхаше — около 70%.

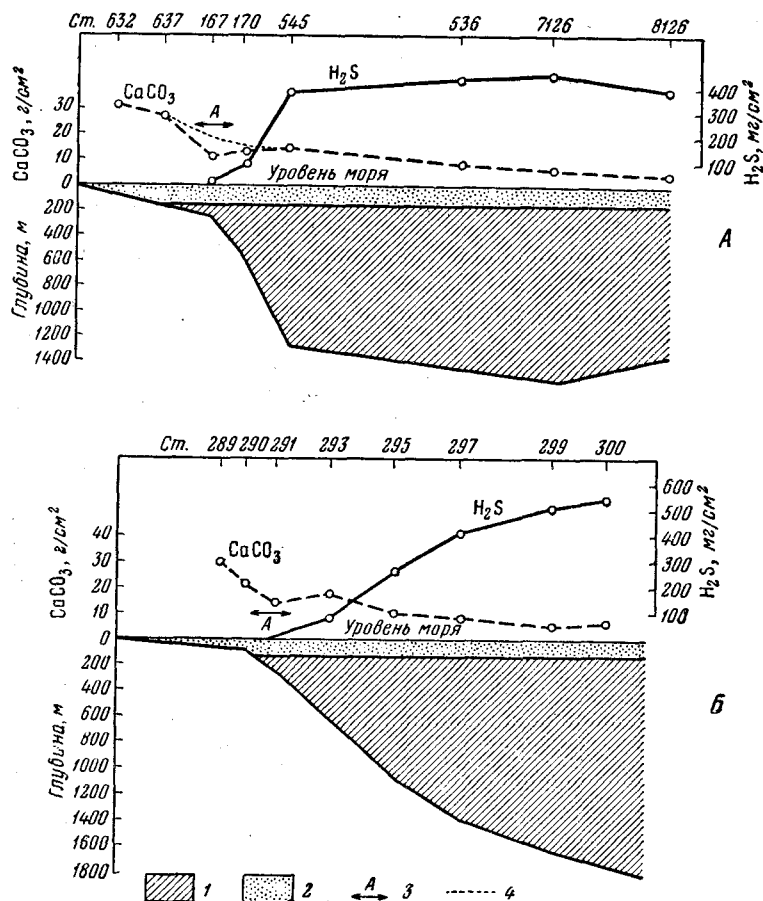
Интересен вопрос о роли бактериального кальцитоосаждения в общей генерации твердой фазы  $\text{CaCO}_3$  осадков.

Оценить ее можно на примере Черного моря, где благодаря наличию сероводородного заражения наддонной воды деятельность бактерий-десульфатизаторов, генерирующих  $\text{CaCO}_3$  за счет редукции  $\text{CaSO}_4$ , выражена максимально и потому доступна анализу.

Показательно следующее сопоставление. Количество бактериального кальцита должно быть пропорционально количеству выделившегося  $\text{H}_2\text{S}$ . Основываясь на глубине станций, мною были подсчитаны массы  $\text{H}_2\text{S}$  на двух поперечных разрезах через Черное море и полученные цифры нанесены на диаграмму в виде кривых (фиг. 56). На эту же диаграмму нанесены абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в илах соответствующих станций. Как видим, кривые взаимообратны. Это означает, что никакого заметного влияния на размещение  $\text{CaCO}_3$  на дне Черного моря процессы бактериального кальцитообразования не оказывают, что возможно, конечно, лишь при очень слабом течении этих процессов.

К такому же выводу о слабости бактериального кальцитоосаждения приводит и анализ карбонатного режима в Черном море, особенно же анализ баланса кальция. Если бы  $\text{CaCO}_3$ , возникающий при процессах десульфатизации, садился на дно, мы имели бы пониженную общую концентрацию Ca в сероводородной зоне, отвечающую пониженной концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$ . Но в действительности в воде сероводородной зоны содержание

Са большей частью не только не понижено, но характеризуется даже небольшим избытком, и лишь у самого дна действительно наблюдается ничтожное падение его концентраций. Стало быть,  $\text{CaCO}_3$ , генерируемый бактериями, в большей верхней части сероводородной зоны удерживается в растворе одновременно образующейся  $\text{CO}_2$ , и только у дна происходит частичное его осаждение. Однако оседающие массы весьма незначительны и



Фиг. 56. Соотношение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в осадках и  $\text{H}_2\text{S}$  в наддонной воде Черного моря.

А. Массы сероводорода в воде Черного моря и содержание в его илах  $\text{CaCO}_3$  по профилю от Евпатории на Варну. Б. Массы сероводорода в воде Черного моря и содержание в его илах  $\text{CaCO}_3$  по меридиану полуострова Тарханкут. 1 — сероводородная зона; 2 — кислородная зона; 3 — зона ослабленной седиментации всех компонентов под круговым течением; 4 — вероятный ход кривой  $\text{CaCO}_3$  без влияния кругового течения.

составляют всего  $0,265 \text{ г/см}^2$  за все время развития сероводородного заражения. Это составляет всего 1,5% средней массы  $\text{CaCO}_3$  в осадках глубоководной зоны Черного моря.

Все эти соображения приводят к выводу о ничтожном значении бактериального кальцитобразования. Все же полноты ради желательно было получить цифры, дающие верхний предел возможностей бактериального процесса. Соответствующий расчет для Черного моря уже был мною дважды опубликован (Страхов, 1947, 1951). Не воспроизводя его вновь, напомним лишь, что в итоге жизнедеятельности десульфатизаторов за всю сов-

ременную стадию жизни Черного моря (2500 лет) в центральных, наиболее глубоких частях его могло осесть максимально около 1,75 г  $\text{CaCO}_3$  на каждый кв. сантиметр; роль денитрификаторов еще меньше — всего около  $\frac{1}{5}$  этой цифры; общая же масса кальцита бактериального происхождения могла достигать 2,22 г/см<sup>2</sup>.

Так как средняя масса кальцита на единицу площади составляет в Черном море 17,2 г/см<sup>2</sup>, то бактериальная его форма может максимально составлять около 13% этого количества.

Существен и другой вывод. Комочковая форма кальцита в глубоководных отложениях Черного моря имеет не бактериальный, а обычный химический генезис. Это — коллоидальные сгустки  $\text{CaCO}_3$ , медленно выпадающего из пересыщенных растворов в условиях исключительно спокойной среды. Считать комочковую форму  $\text{CaCO}_3$  характерным морфологическим признаком бактериального кальцита, как это допускал А. Д. Архангельский, нельзя, почему, может быть, и нецелесообразно дальнейшее применение самого названия его — «дрюит».

Итак, в водоемах засушливой зоны происходит чрезвычайно характерная трансформация кальцитообразовательного процесса. Общее поступление  $\text{CaCO}_3$  в бассейны в годичном цикле резко интенсифицируется и в малых водоемах (оз. Балхаш, Аральское море), в 30—40 раз превосходит поступление  $\text{CaCO}_3$  в экваториальную часть Атлантического океана. Биогенная экстракция  $\text{CaCO}_3$ , возрастая в абсолютном выражении, начинает играть все более подчиненную роль в общем его накоплении; на первый же план выступают химическая садка углекальциевой соли и внос ее во взвешенной форме. В общей массе генерированного карбоната господствующую роль приобретает пелитоморфный тип кальцита.

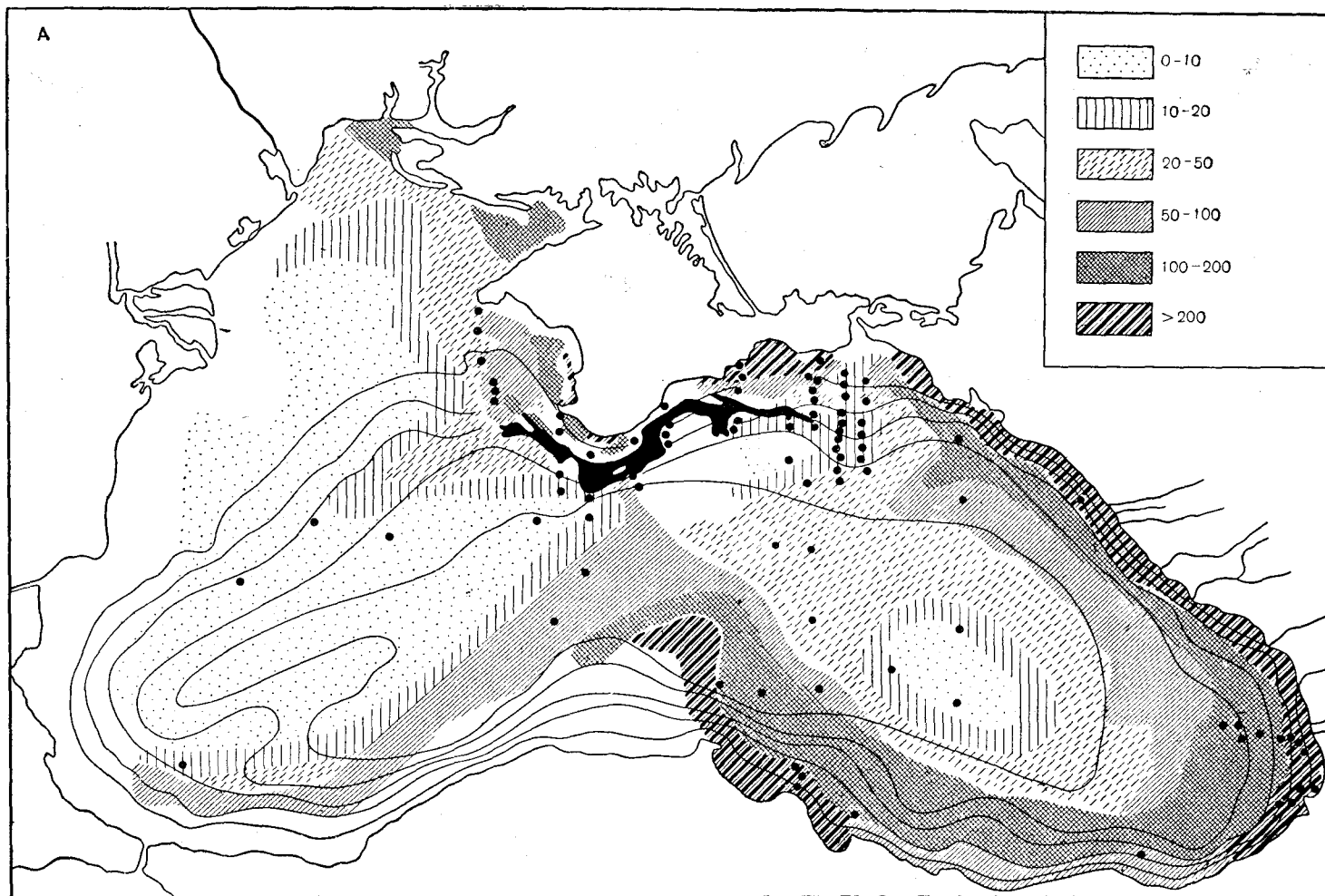
#### 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ $\text{CaCO}_3$ В СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМАХ АРИДНЫХ ЗОН

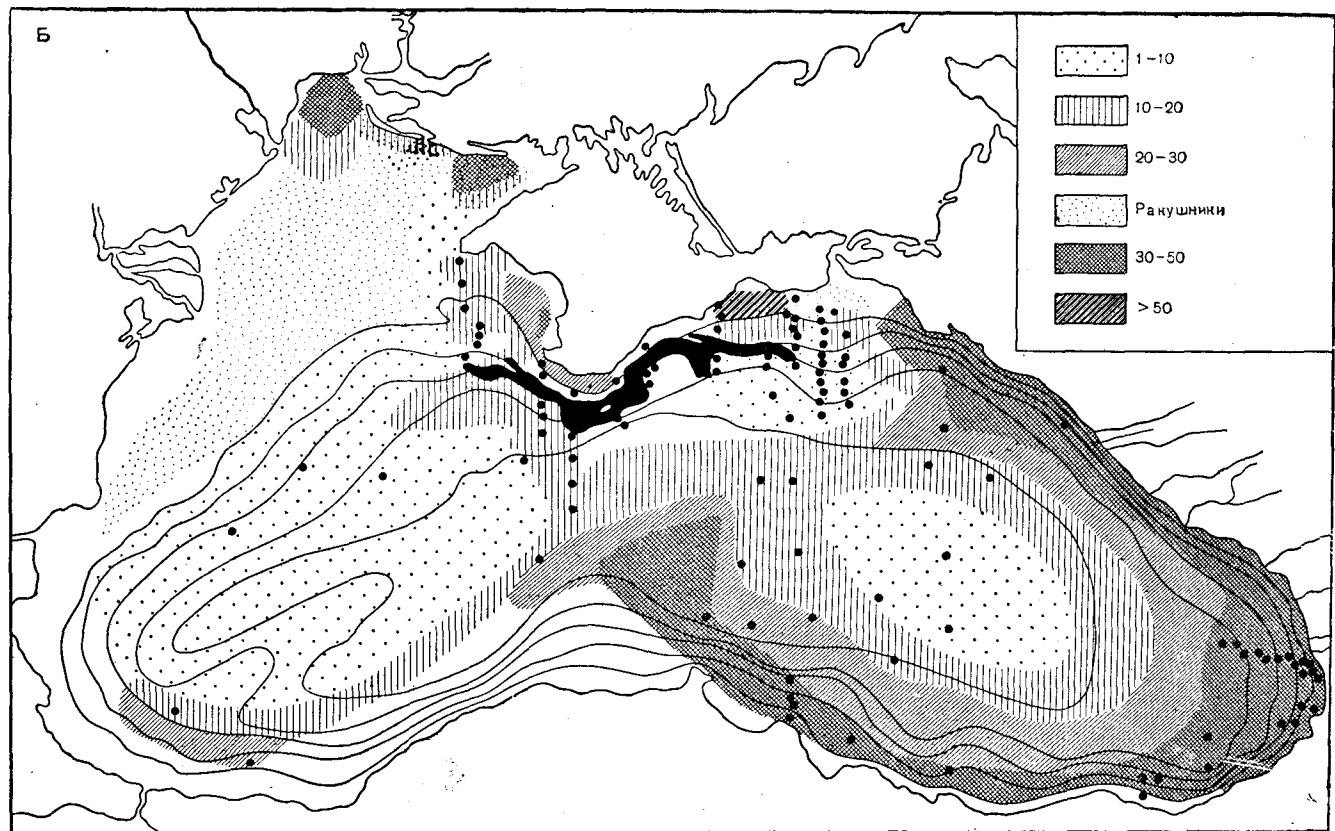
В связи с трансформацией общего характера кальцитообразования своеобразные черты приобретает в водоемах засушливой зоны и механизм распределения  $\text{CaCO}_3$  в осадках. Для разных его морфолого-генетических форм локализация оказывается существенно неодинаковой.

Биогенный раковинный  $\text{CaCO}_3$ , образуемый бентосом, локализуется в прибрежных зонах. В непосредственном соседстве с берегом количество биогенного кальцита минимально, но в зоне тонких песков и алевритов достигает максимума, резко падая к центру водоемов или даже исчезая здесь совсем. Обломочный тонкозернистый кальцит, выносимый реками, как показано Н. Г. Бродской (1952) на примере Аральского моря, начинает садиться уже в дельтах и в алевритовой зоне, но максимальные его скопления приходится на периферическую область пелитовых осадков; к центру моря, к халистатическим зонам, содержание его резко убывает. По периферии Черного моря максимум обломочного  $\text{CaCO}_3$  отвечает гористым, хорошо дренируемым частям побережья, поставляющим много  $\text{CaCO}_3$  во взвесах.

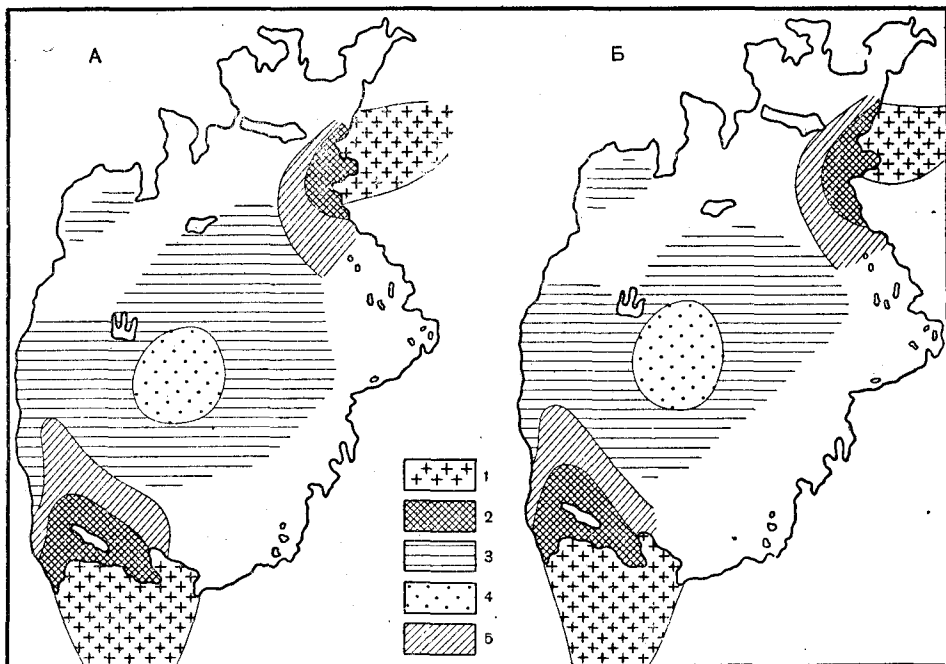
Выделение из воды в твердую фазу хемогенного кальцита происходит на всей водной площади внутренних морей и озер, но главным образом в прибрежных их частях. Однако в силу ничтожных размеров кристаллики хемогенного  $\text{CaCO}_3$  почти не оседают в прибрежной зоне, а выбрасываются в более центральные части водоемов, которые становятся основным местом их накопления.

Так как пелитоморфный, хорошо транспортабельный  $\text{CaCO}_3$  является главной, а у некоторых водоемов и почти единственной формой углекислого кальция, то естественно, что главным фактором распределения последнего в осадках становится гидродинамический режим водоема, т. е. совокупность движений его воды.





Фиг. 57. Распределение абсолютных масс терригенного материала (А) и  $\text{CaCO}_3$  (Б) на дне Черного моря (в  $\text{г/см}^2$ ).  
 Черным показаны области отсутствия современных осадков, точками — места взятия проб.



Фиг. 58. Распределение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  (А) и терригенного материала (Б) в осадках Аральского моря.

1 — накопления в области дельт; 2 — максимальные накопления; 3 и 5 — промежуточные по массе накопления; 4 — минимальные накопления.

Имеются два исчерпывающих доказательства справедливости такого понимания дела: а) удивительное сходство в картах распределения абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в современных отложениях Черного и Аральского морей с распределением некарбонатного терригенного материала; оно достаточно хорошо видно из рассмотрения фиг. 57 и 58 и едва ли требует пояснений; б) удивительное сходство, до больших деталей, в распределении силикатной пелитовой фракции осадка и карбонатов в оз. Балхаш (фиг. 59, А, Б). Такое изумительное совпадение, конечно, не случайно. В оз. Балхаш карбонаты, как мы знаем, практически полностью представлены наиболее транспортабельной пелитоморфной формой. Естественно, что этот карбонат распределяется в водоеме по той же, в общем, схеме, что и обломочный пелитоморфный силикатный материал. Никаких возмущающих влияний геологической обстановки здесь незаметно. Безраздельное господство гидродинамического фактора в распределении карбонатов внутри оз. Балхаш видно с исчерпывающей наглядностью.

И все же, несмотря на то, что в водоемах аридной зоны распределение  $\text{CaCO}_3$  происходит по тем же законам, что и распределение обломочного кварц-силикатного материала, наблюдается заметное отделение их друг от друга и накопление карбонатов на некоторых участках дна бассейна.

Чтобы выяснить механизм разделения, рассмотрим его на примере Черного моря, где механизм этот вскрывается едва ли не с наибольшей ясностью.

Как видно на карте (фиг. 60), высококарбонатные участки отвечают двум халистатическим областям моря; в промежуточной же между ними полосе, соответствующей течению от Малоазиатского берега на северо-восток, лежат слабо карбонатные илы. Небольшой по площади максимум карбонатности помещается, кроме того, в глубоководной части моря к югу от Керченского пролива, отвечая здесь дополнительному небольшому ха-

листатическому участку. Весьма вероятно, что в области прикерченского и северо-западного раковинных полей карбонатность осадка также очень высока, — приближаясь к 90—95 и даже 100%, но, к сожалению, соответствующих цифровых материалов пока нет.

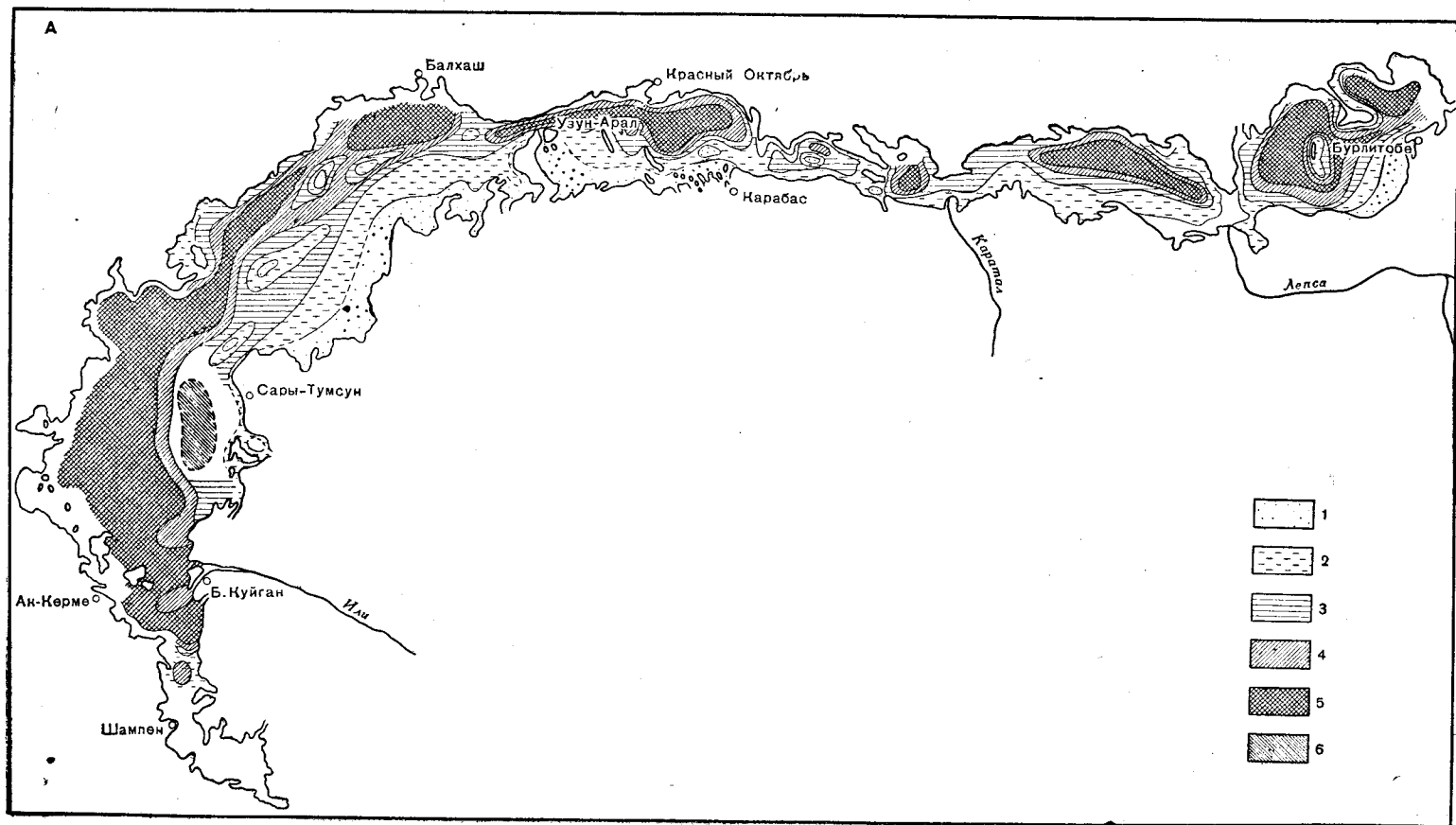
Для разъяснения механизма возникновения высокопроцентных накоплений  $\text{CaCO}_3$  для двух профилей были вычислены и сопоставлены абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала во всем пласте собственно современных осадков. Один из профилей расположен в западной части Черного моря (от Евпатории на Варну), другой — в восточной его половине (на меридиане мыса Чауды). На диаграмме фиг. 61, А и В, кроме абсолютных масс двух компонентов, нанесено еще содержание  $\text{CaCO}_3$  в илах в процентах от их сухого веса.

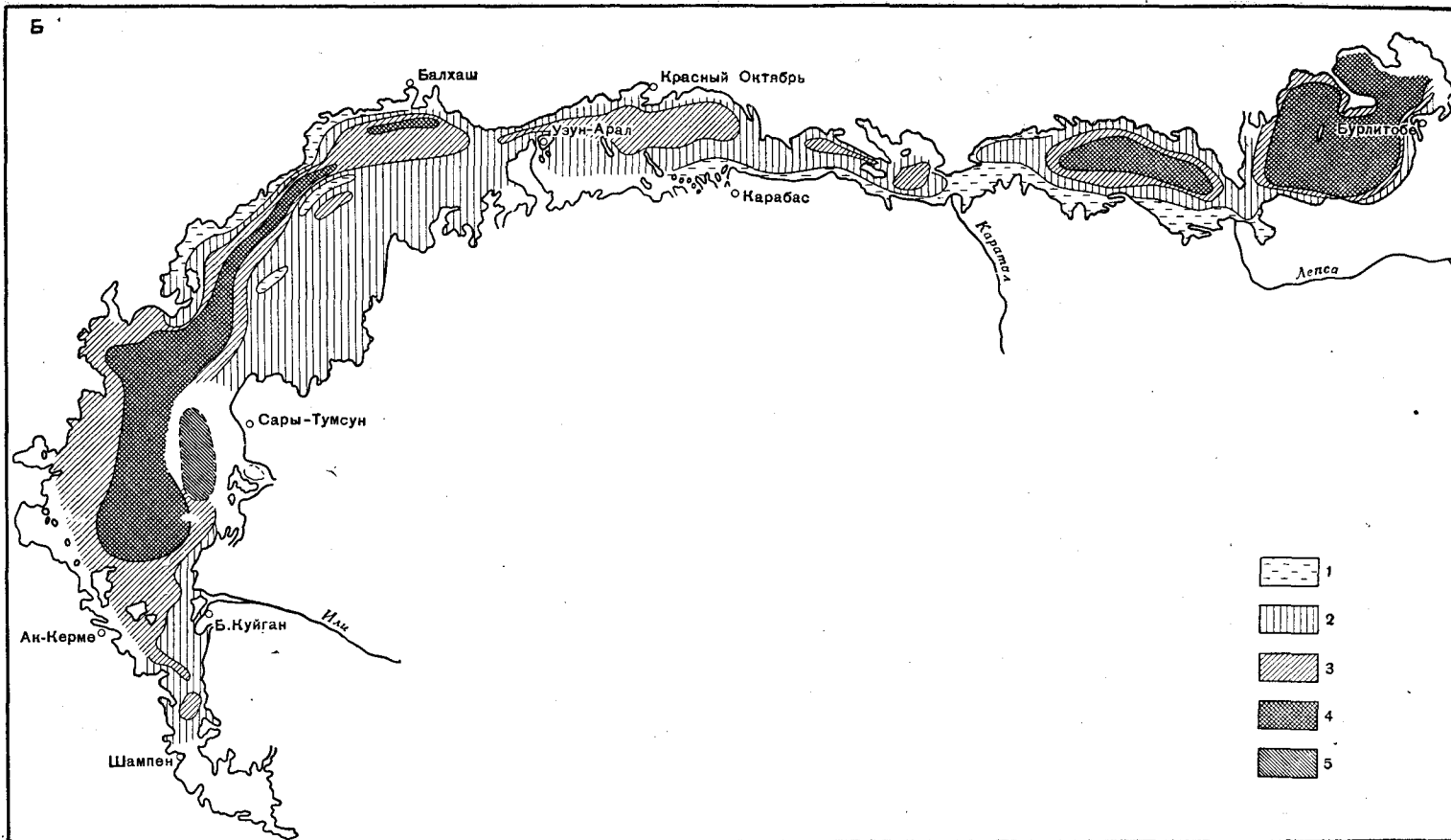
Как видим, абсолютные массы кальцита, как и абсолютные массы обломочного материала, значительно убывают от периферических частей моря к пелагическим, центральным. Но убывание кальцита происходит значительно медленнее, чем уменьшение масс обломочных частиц. Здесь имеет место ясно выраженный пелагический сдвиг масс  $\text{CaCO}_3$  относительно обломочного материала. Принимая массы  $\text{CaCO}_3$  в крайней прибрежной станции за единицу, получаем, что в центральных частях моря массы  $\text{CaCO}_3$  составляют на наших профилях 0,14—0,20—0,21 от прибрежных, у обломочного же материала лишь 0,02 от масс в прибрежных. В абсолютных величинах разница еще более показательна. Например, на прибрежных станциях 632, 75, 289 расчеты дают соответственно 121; 142 и 130,8 г/см<sup>2</sup> терригенных частиц против 31,5; 30,5 и 29,3 г/см<sup>2</sup>  $\text{CaCO}_3$ . На пелагических же станциях 8/27, 135/27, 300 для терригенного материала получаются значения 2,3—3,12 г/см<sup>2</sup>, для  $\text{CaCO}_3$  соответственно 4,7; 6,48 и 5,9 г/см<sup>2</sup>. В пелагических илах  $\text{CaCO}_3$ , следовательно, резко преобладает над обломочным материалом, хотя абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  (г/см<sup>2</sup>) здесь гораздо меньше сравнительно с массами углекальциевой соли в прибрежных илах. Естественно, что в пелагических илах при процентном методе исчисления на долю  $\text{CaCO}_3$  приходятся максимальные цифры, и кривая процентного содержания карбонатов при переходе от прибрежных осадков к пелагическим не падает, а растет. Что касается причины пелагического сдвига, то она заключается в разной подвижности механически взвешенных и растворенных веществ. Первые в главной своей части выпадают в прибрежной зоне и очень ослабленно заносятся в халистазы; вторые гораздо в большей мере достигают центральных частей моря и, выпадая здесь в осадок, создают повышенные массы  $\text{CaCO}_3$ ; это и есть пелагический сдвиг карбонатов.

Интересные соотношения наблюдаются в областях ракушников. По направлению к ним абсолютные массы обломочного материала на 1 см<sup>2</sup> начинают резко убывать почти до полного исчезновения. Глинисто-алевритовые частицы образуют лишь примазки на раковинах или тонкие пропластки цемента и уже в очень малой степени «разбавляют» ракушники. Раковинные поля — это, в сущности, илы, из которых как бы удален терригенный материал, и поэтому, естественно, произошло обогащение осадка  $\text{CaCO}_3$ . *Высокий процент карбонатности в ракушниках представляет поэтому кажущуюся, а не реальную интенсификацию биогенного кальцитоосаждения на их площади.* В связи с таким генезисом черноморских раковинных полей стоит и их географическая локализация в водоеме. Как уже давно было отмечено А. Д. Архангельским и мною (1938), раковинные поля тяготеют здесь к районам с плоским, низким побережьем и слабо размываемым континентом, избегая участки шельфа, тяготеющие к гористому побережью и сильно размываемому континенту.

Таким образом, в Черном море *высокие концентрации*  $\text{CaCO}_3$  в осадках возникают не активным путем, т. е. не в результате реальной интенсификации карбонатоосаждения, а *пассивно, путем уменьшенного заноса на*



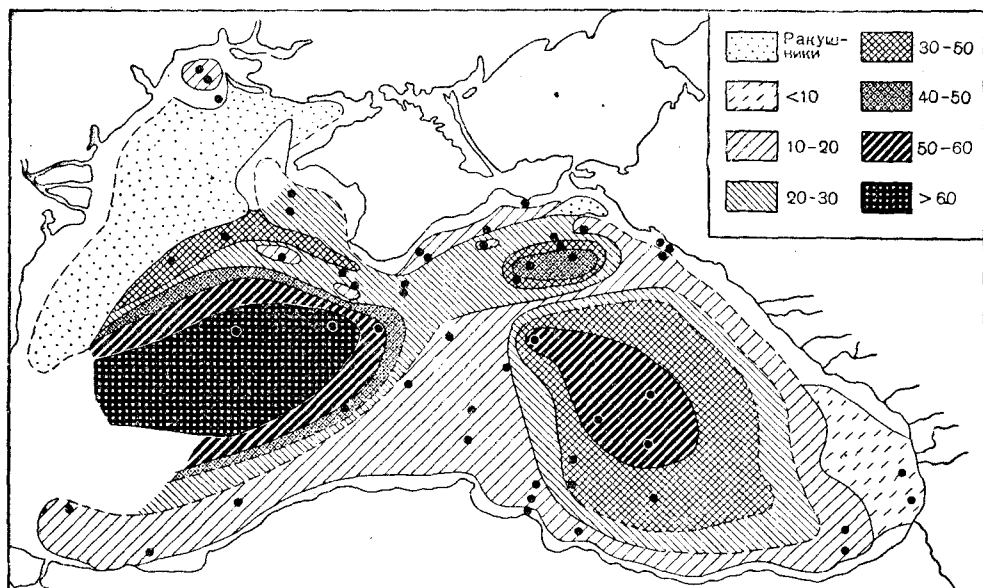




Фиг. 59. Распределение глинистой бескарбонатной фракции и  $\text{CaCO}_3$  в осадках оз. Балхаш.

А. Глинистая фракция: 1 — менее 10%; 2 — от 10 до 30%; 3 — от 30 до 50%; 4 — от 50 до 70%; 5 — более 70% (от нерастворимого остатка);  
 б — песчаная отмель, намытая в последние годы в районе сел. Сары-Тумсуку.

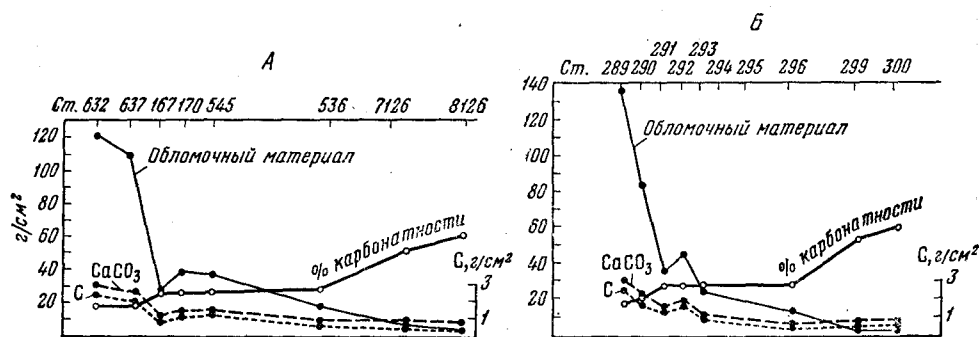
Б.  $\text{CaCO}_3$ : 1 — менее 10%; 2 — от 10 до 30%; 3 — от 30 до 50%; 4 — более 50%; 5 — песчаная мель, намытая в последние годы в районе сел. Сары-Тумсуку.



Фиг. 60. Карбонатность черноморских отложений (в %  $\text{CaCO}_3$  на сухую навеску).

определенные участки моря разбавляющего силикатного обломочного материала. Последний, разносясь, как и главная масса  $\text{CaCO}_3$ , движениями воды, оседает преимущественно в более близких к берегам участках водоемов, а  $\text{CaCO}_3$  — в более пелагических. Это и вызывает появление высококарбонатных илов именно в центральных частях моря.

Тот же механизм вызывает локализацию высоких содержаний  $\text{CaCO}_3$  в отложениях Аральского моря и Каспия.



Фиг. 61. Распределение абсолютных масс обломочного материала и  $\text{CaCO}_3$  на профилях через Черное море.

А — от мыса Чауды; Б — от полуострова Тарханкут.

Из карты абсолютных масс терригенного материала видно, что в придельтовой зоне Аральского моря его накапливается  $>60$  г/см<sup>2</sup>, а в центре моря около 15 г/см<sup>2</sup>; падение абсолютных масс здесь четверное. Абсолютные же массы  $\text{CaCO}_3$  в прибрежной зоне — 30 г/см<sup>2</sup>, а в центре около 15 г/см падение всего вдвое. Обломочный материал и здесь гораздо больше, чем  $\text{CaCO}_3$ , убывает при движении от прибрежных частей бассейна к пелагической зоне; абсолютные массы карбоната кальция сдвигаются относительно терригенного материала; это и обуславливает повышение карбонатности отложений в центральных областях моря.

В Каспии наиболее высокая карбонатность, как видно на фиг. 62, приурочена к восточному побережью моря, тогда как на западе она минимальна. Причина асимметрии лежит в асимметричной же подаче обломочного материала. С запада (с Кавказа) обильно поступает обломочный материал, сильно разбавляя здесь карбонаты; кластический компонент тем самым понижает карбонатность осадка в процентном выражении. С восточного пустынного побережья обломочного материала идет очень мало, разбавление карбонатов слабое, процент карбонатности высокий. Этот механизм асимметричной локализации высококарбонатных осадков в Каспии был впервые указан А. Д. Архангельским в 1933 г.

Что дело обстоит именно таким образом, видно на примере глубоководной части Южного Каспия, для которой мною вычислены изменения абсолютных масс карбонатов и обломочного силикатного материала (табл. 7).

По мере перемещения с запада на восток количество обломочного материала снижается очень резко; масса же карбоната кальция хотя и убывает, но гораздо более медленными темпами. Этим и объясняется повышение процента карбонатности илов в восточном направлении.

Т а б л и ц а 7

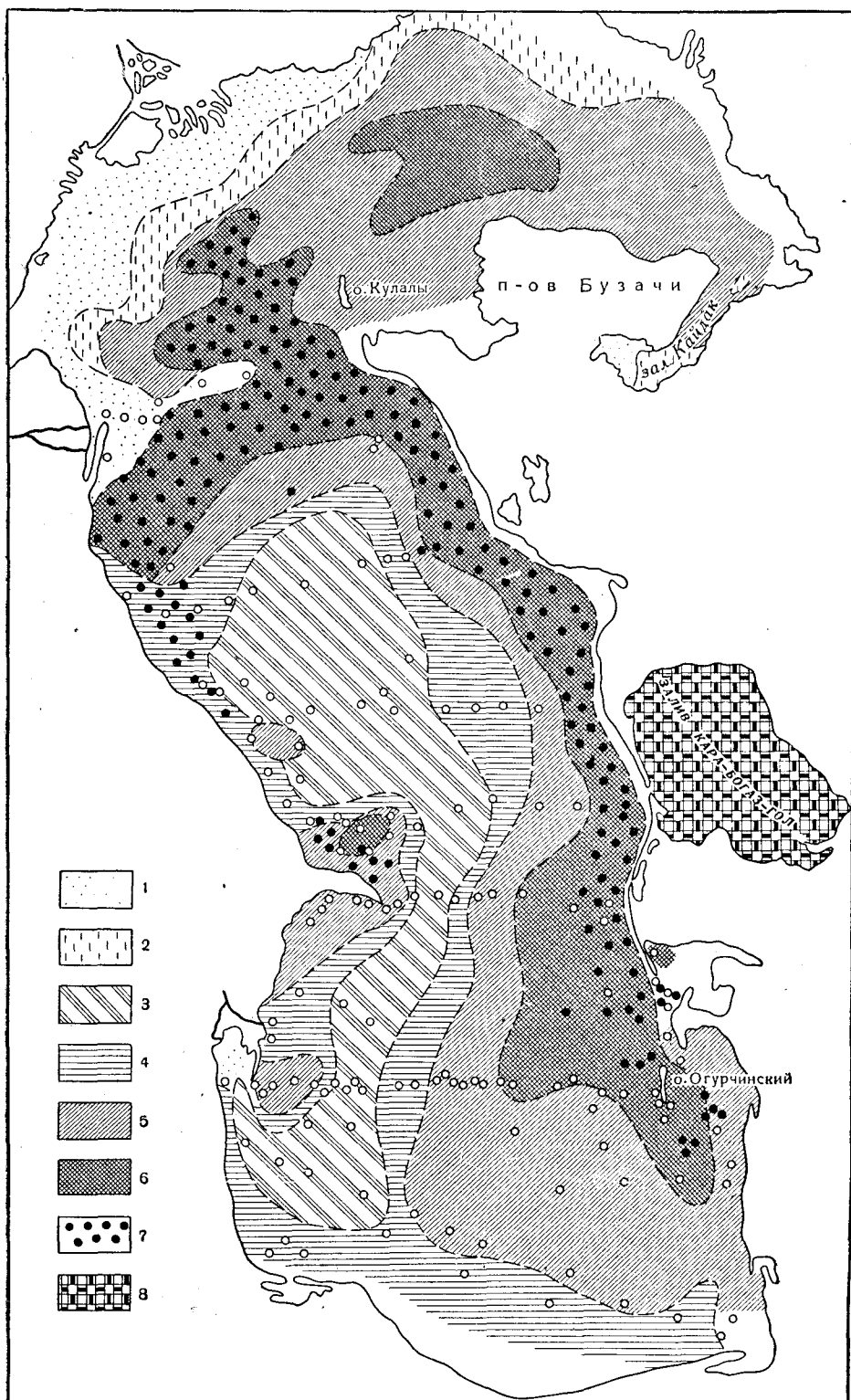
Абсолютные массы нерастворимого остатка и  $\text{CaCO}_3$   
в Южном Каспии, в г/см<sup>2</sup>

| Компоненты                      | Западная половина котловины | Восточная половина котловины | Отношение компонентов |
|---------------------------------|-----------------------------|------------------------------|-----------------------|
| Нерастворимый остаток . . . . . | 182,5                       | 60,0                         | 1:0,34                |
| $\text{CaCO}_3$ . . . . .       | 45,0                        | 34,0                         | 1:0,75                |

Итак, механизм формирования процентных содержаний карбонатов в илах Каспия принципиально тот же, что в Черном и Аральском морях. Разница лишь в том, что в последних двух бассейнах обломочный материал поступает более или менее равномерно по всей периферии водоемов и распределяется параллельно очертаниям берегов; в Каспии же он приносится только с одной стороны — с запада; отсюда, естественно, минимальная (в %) карбонатность илов на западе, максимальная же — на востоке.

Сопоставим теперь механизм распределения  $\text{CaCO}_3$  в бассейнах аридных областей с тем, что наблюдается в огромных морях и океанах гумидных зон. Там размещение и накопление карбонатов в осадках контролировались: а) климатическим режимом разных участков моря; б) гидродинамическим режимом; в) рельефом прилегающей суши и г) глубинами бассейна. В аридных водоемах этот механизм значительно упростился. Поскольку аридные водоемы целиком располагаются в пределах климата теплого, благоприятного кальцитоосаждению, климатический фактор перестает оказывать дифференцирующее воздействие на садку  $\text{CaCO}_3$  в разных аридных бассейнах и в отдельных частях более крупных бассейнов. В то же время глубины слабо минерализованных аридных водоемов обычно невелики и далеко не достигают тех критических величин, при которых начинается отрицательное воздействие глубин на консервацию  $\text{CaCO}_3$  в осадках; естественно, что и этот фактор в данном случае выходит из игры. *Остаются, следовательно, лишь гидродинамический режим и рельеф водосборов, которые, как мы только что видели, действительно, и формируют распределение и накопление известковых осадков в аридных водоемах.*

Мы уловили специфику аридного кальцитонакопления на современных бассейнах. Но так как детали процесса в данном случае теснейшим образом связаны с сущностью засушливого режима и неизбежно из него



Фиг. 62. Распределение  $\text{CaCO}_3$  в осадках Каспийского моря (в % на сухую навеску).

1 — меньше 5%; 2 — от 5 до 10%; 3 — от 10 до 15%; 4 — от 15 до 20%; 5 — от 20 до 50%;  
 6 — больше 50% (до 95%); 7 — ракушники; 8 — химические осадки Кара-Богаз-Гола.

вытекают, мы имеем основание утверждать, что и накопление  $\text{CaCO}_3$  в древних водоемах аридных областей происходило принципиально так же специфично, как в современных. Только раскрыть на ископаемых осадках специфику этого процесса несравненно труднее, чем на современных, где она, так сказать, сама себя раскрывает при внимательном исследовании.

## § 5. НАКОПЛЕНИЕ ДОЛОМИТА В ОЗЕРАХ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Еще более существенные изменения происходят в геохимии углекислого магния.

В гумидных зонах эта соль накапливается очень мало и только биогенным путем; при этом геохимический цикл магния здесь не перекрещивается с геохимическим циклом кремнезема. В слабо минерализованных водоемах аридных зон накопление магния — в виде доломита — становится необычайно сильным, причем биогенные процессы практически полностью подавляются интенсивными хемогенными; вместе с тем геохимический цикл магния перекрещивается с геохимическим циклом кремнезема, благодаря чему начинают массово накапливаться силикаты магния (сепиолиты, палыгорскиты и др.); наконец, фациальный профиль накоплений магния резко расширяется, захватывая, кроме морских водоемов, еще и озерные.

Рассмотрим вкратце эти крайне интересные процессы, начиная с современных озерных водоемов.

По характеру карбонатного режима водной массы современные озера распадаются на три гидрохимические группы: а) содовые озера; б) сульфатные озера с высоким содержанием углекислого магния — условно назовем их углемагниевыми; в) сульфатные озера с наличием в воде только  $\text{CaCO}_3$  — условно назовем их углекальциевыми.

В илах содовых озер согласно данным оптического, химического и рентгеновского исследования установлены: кальцит, доломит, магнезиальные силикаты типа сепиолит-керолит и, возможно, брусит.

Количественные соотношения между этими минералами по мере осолонения воды существенно меняются, как это видно из данных табл. 8, где приведены средние характеристики минералогического состава карбонатных илов озер от низкой солености (почти пресных) до минерализации в 10—15%.

Таблица 8

Основные показатели химического осадкообразования в содовых озерах, в %

| Озера<br>(в порядке возрастающей<br>минерализации) | Кальцит<br>(натуральный<br>сухой осадок) | Доломит<br>(натуральный<br>сухой осадок) | доломитность<br>(от суммы<br>карбонатов) | Силикат магния<br>(натуральный ил) | $\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$<br>в соляно-<br>кислой<br>вытяжке |
|--|--|--|--|------------------------------------|---|
| Рублево . . . . .                                  | 34,47                                    | 22,31                                    | 38,5                                     | 12,02—17,31                        | 1,72  |
| Танатар IV . . . . .                               | 6,84                                     | 31,54                                    | 82,0                                     | 4,69—6,74                          | 0,94  |
| Танатар V . . . . .                                | 3,30                                     | 23,90                                    | 87,0                                     | 7,47—10,75                         | 0,74  |
| Танатар III . . . . .                              | 0,13                                     | 14,00                                    | 100,0                                    | 12,68—18,37                        | 0,34  |

В начальной стадии осолонения, отвечающей минерализации 0,2—0,3% (оз. Рублево), преобладающим химическим минералом является кальцит; доломит и магнезиальные силикаты ему значительно уступают.

Но уже в оз. Танатар IV при соленостях около 1% кальцит становится совершенно подчиненным минералом, господствуют же доломит и магнезиальные силикаты. При дальнейшем осолонении содовой воды парагоновезис аутигенных минералов состоит практически из доломита и силикате-магния; кальцит же подмешивается в качестве ничтожной примеси.

Интересны соотношения аутигенных минералов с гранулометрическим типом осадков, наблюдаемые в оз. Танатар III (табл. 9).

Таблица 9

Распределение аутигенных минералов по разным типам осадков оз. Танатар III, в %

| Тип осадка                | CaCO <sub>3</sub> | Доломит | Доломитность карбонатов | Сепиолит-керолит | Количество проб |
|---------------------------|-------------------|---------|-------------------------|------------------|-----------------|
| Пески . . . . .           | 0,73              | 1,24    | 63                      | 2,65—3,81        | 5               |
| Илистые пески . . . . .   | 0,97              | 1,98    | 66                      | 4,89—7,04        | 4               |
| Карбонатные илы . . . . . | 0,13              | 14,00   | 100                     | 12,68—18,37      | 4               |

Отчетливо выступает обогащение осадков доломитом и сепиолит-керолитом по мере убывания медианного диаметра зерен.

В озерах с углемагниевогой водой наблюдаются сходные явления.

Оптическими, термическими, хроматическими и химическими анализами установлено, что в состав карбонатных минералов здесь входят: кальцит, доломит и магнезит с большей или меньшей примесью гидромагнезита. Распределение их по разным стадиям осолонения неодинаково и в то же время очень закономерно (табл. 10).

Таблица 10

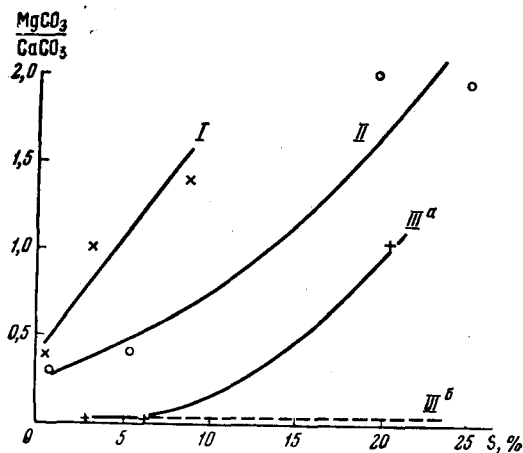
Парагенезисы карбонатов на разных ступенях осолонения углемагниевогой озера, в %

| Озера               | Соленость в %  | Кальцит                        | Доломит | Магнезит (гидромагнезит) |       |
|---------------------|----------------|--------------------------------|---------|--------------------------|-------|
| М. Топольное        | Пресные до 0,2 | 18,48                          | Нет     | Нет                      |       |
| Хомутиное           |                | 57,50                          | »       | »                        |       |
| Песчаное            |                | 25,68                          | »       | »                        |       |
| Балхаш, зап. плес   | 0,5—4,5        | 23,41                          | 1,45    | »                        |       |
| Б. Топольное        |                | 27,24                          | 6,54    | »                        |       |
| Балхаш, вост. плес  |                | 28,43                          | 37,75   | »                        |       |
| То же               |                | 29,68                          | 32,37   | »                        |       |
| »                   |                | 21,52                          | 33,88   | »                        |       |
| Б. Кулундинское     |                | 3,85                           | 18,25   | »                        |       |
| То же               | Рапа, 14       | 10,83                          | 27,86   | »                        |       |
| »                   |                | 3,01                           | 20,06   | »                        |       |
| Анжбулат, белый ил  |                | 7,03                           | Нет     | 30,95                    |       |
| То же               |                | 5,39                           | »       | 10,15                    |       |
| Прибалхашские озера |                | Нерастворимый остаток теардита | —       | »                        | —     |
| То же               |                |                                | 12,28   | »                        | 49,54 |
| »                   | 21,29          |                                | »       | 44,17                    |       |
| »                   |                | 15,29                          | »       | 41,91                    |       |

В пресноводную стадию озера карбонат слагается исключительно кальцитом, к которому в отдельных случаях присоединяются ничтожные количества доломита (следы — до 1,5%); в некоторой, иногда значительной, степени этот кальцит органогенный, раковинный. С нарастанием минерализации и подъемом щелочного резерва и pH содержание доломита увеличивается и довольно быстро из второстепенного компонента он становится главным, почти совсем вытесняя кальцит. На высоких ступенях осолонения, однако, доломит вновь исчезает и в осадке определяется уже магне-

зит или гидромагнетит с примесью кальцита. К сожалению, ограниченное количество природных объектов не позволяет точно уловить степень солености, при которой доломит прекращает накапливаться в осадке.

Кроме того, по крайней мере в оз. Балхаш, в восточном плесе, где сосредоточиваются накопления доломита, в илах устанавливаются заметные количества аутигенных магниевых силикатов типа сепиолитов или гумитов, на что имеются ясные указания в химических анализах пород (Залманзон, 1951).



Фиг. 63. Соотношения  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  в осадках озерных водоемов разного гидрохимического типа.

I — содовые озера; II — углемагниевоы озера; III<sup>a</sup> — арало-каспийская группа; III<sup>b</sup> — азово-черноморская группа

Что касается углекальциевых озер, содержащих в растворе только  $CaCO_3$ , то при минерализации вод до 5—7%, которая нас сейчас интересует, в их илах обычно не накапливается ни доломита, ни магниезальных силикатов. Но в некоторых случаях, как, например, в Аральском море, магниезальные силикаты, а именно сепиолит, все же констатируются (Ратеев, 1954). При этом удается установить, что сепиолит составляет заметную примесь уже в составе тех взвесей, какие несут Сыр-Дарья и Аму-Дарья. В морских отложениях иголки сепиолита наиболее многочисленны в составе придельтовых отложений Сыр-Дарья и в полосах, отвечающих течениям, идущим от устьев рек к центру бассейна. Ясно выраженный максимум обозначается в центральной части западной, более глубокой трети Аральского моря. Все эти признаки ясно указывают на аллотигенный характер сепиолитовых накоплений в этом бассейне.

Чтобы ярче представить распределение накоплений  $MgCO_3$  между озерами разного гидрохимического типа, удобно воспользоваться соотношениями  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  в их осадках; они показаны графически на фиг. 63.

У содовых озер это отношение уже при очень низкой минерализации приближается к единице, а затем становится целым числом, т. е.  $MgCO_3$  начинает преобладать над  $CaCO_3$ . У углемагниевоы озер коэффициент  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  очень долго, т. е. до значительных соленостей, остается меньшим единицы и только со вступлением в область повышенной и большой минерализации превышает единицу. У углекальциевых водоемов азово-черноморского типа отношение  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  остается ничтожным во всем диапазоне



соленостей, т.е. до крайних степеней минерализации рапы; магний накапливается в осадках исключительно слабо. У бассейнов арало-каспийского типа накопление углекислого магния выражено резко, но лишь при высоком осолонении, и в общем гораздо слабее, чем в соленых озерах II карбонатного класса.

Таким образом, по интенсивности садки аутигенных магнезиальных карбонатов озера разного гидрохимического типа образуют непрерывный ряд в порядке убывания: содовые озера → углемагниевого озера → углекальциевые озера. Этот ряд целиком отвечает ряду убывания рН и щелочного резерва. Он наглядно демонстрирует тяготение магниевых карбонатов именно к наиболее щелочным типам водоемов.

И опять надо подчеркнуть, что *установленные закономерности никоим образом не ограничиваются только современным геологическим моментом.* Озера с содовой и углемагниевого водой несомненно существовали и в аридных зонах прошлого. На это указывает обнаружение их аналогов среди континентальных отложений прошлых геологических эпох.

В 1926—1928 гг., при исследованиях континентальных отложений верхнего миоцена Германии Г. Клену посчастливилось найти несомненно континентальные пресноводные отложения, которые наряду с глинами и песками содержали также пласты известковистых доломитов с доломитностью в 60—70 % от суммы карбонатов, редко выше. По общей доломитности эти озерные миоценовые илы разительно напоминают отложения восточного плеса оз. Балхаш, с которыми их и следует сопоставлять. Значительно позже, в 1938—1939 гг., Р. Ф. Геккером (1948) были изучены и описаны своеобразные верхнеюрские доломитные породы из рыбной толщи Туркестанского Каратау. Породы тонкослоисты, распадаются на идеальные плитки с отпечатками рыб и насекомых. По составу они почти точно отвечают восточнобалхашским осадкам, давая 60—70 % доломита, который располагается тончайшими прослойками, разделяясь такой же толщины прослойками кальцита. Анализ остатков фауны и флоры привел Р. Ф. Геккера и М. Ф. Филиппову к заключению, что верхнеюрские доломиты отлагались в пресном озере и что осадконакопление имело место в климате, отличавшемся явной аридностью. Это обстоятельство, равно как и состав фауны моллюсков, изумительно сходный с балхашским, делает несомненным, что верхнеюрские карбонатные породы Каратау являются ближайшим фаціальным аналогом осадков оз. Балхаш, т. е. возникли в водоеме с водой углемагниевого типа. Тем самым распространение карбонатных пород этого типа спускается уже до значительной древности.

Но действительное первое появление озерных известково-доломитовых отложений, аналогичных балхашским, относится, несомненно, к еще более древним этапам геологической истории, ибо среди красноцветных пород  $P_2$  Русской платформы, а также и  $D_2$  —  $D_3$  Главного девонского поля при ближайшем их исследовании, весьма вероятно, найдутся аналоги и осадков углемагниевого озера. Карбонатные породы этого класса, вероятно, так же древни, как сами платформенные структуры, ставшие основой крупных континентальных массивов, начавших накапливать континентальные озерные отложения.

В начале текущего столетия в штатах Калифорния и Невада в США были открыты третичные пластовые месторождения магнезита. В составе карбонатных пород, кроме собственно магнезита, были открыты доломит, брусит, а также силикаты магния типа сепиолита (парасепиолит). Эта ассоциация в общем близко напоминает ту, которая встречается в современных содовых озерах, и потому, мне кажется, следует признать правильной идею Гэла (Gale, 1914) и Лонгвелла (Longwell, 1928), поддержанную также Твенхофелом, о том, что магнезитовое месторождение возникло

в водоеме содового типа. Несколькими десятилетиями позже осадки содовых озер были найдены в 1944 г. А. А. Апродовым в керне одной из буровых скважин в Пермском Приуралье. Здесь среди толщи перми на некоторой глубине был обнаружен пласт соды; вмещающие же его известковистые песчаники и мергели являются, очевидно, представителями карбонатсодержащих осадков древних содовых озер. Вся обстановка, в которой сейчас возникают содовые озера, здесь налицо: аридный климат, соседство с разрушающейся горной страной, где на поверхность выходили метаморфические и изверженные породы, поставлявшие в предгорье аркозового типа детритус и содового типа воды. Но реальное первое появление содовых озер, а значит, и карбонатных пород этого фациального типа, следует отнести, конечно, к гораздо более древним временам.

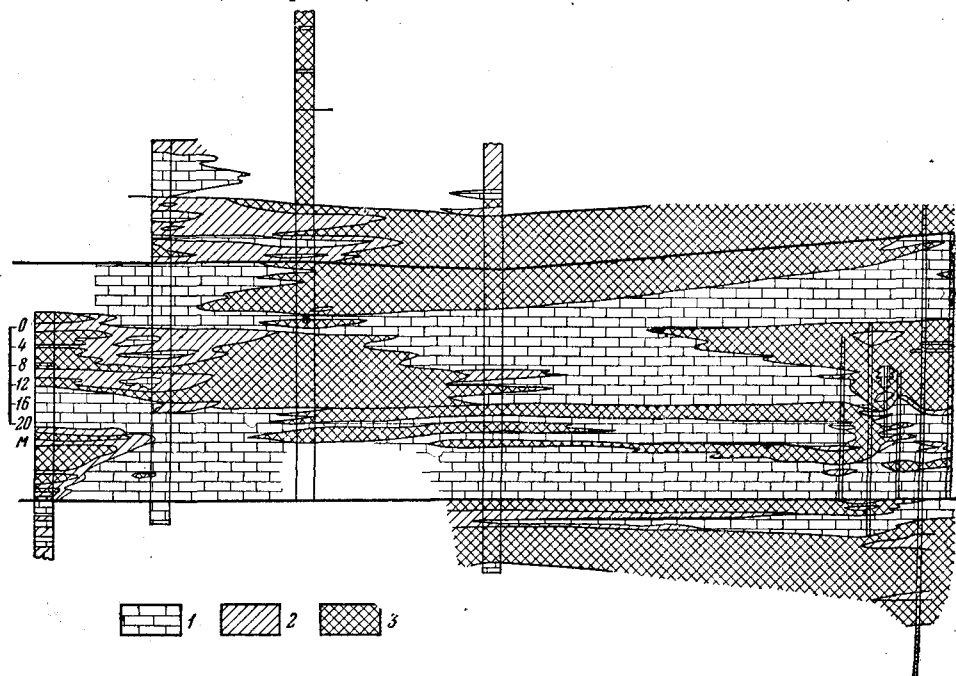
Таким образом, доломитнакопляющие озерные водоемы с содовой и углемагниевого водой являются лишь современными представителями весьма древней ветви озерных бассейнов, своего рода «гидрологическим реликтом», помогающим понять специфику хемогенного осадкообразования в слабо минерализованных водоемах аридных областей.

## 6. НАКОПЛЕНИЕ ДОЛОМИТА И МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СИЛИКАТОВ В МОРСКИХ ВОДОЕМАХ.

В морях современных аридных зон доломиты не возникают, но для многих палеозойских морских бассейнов они, напротив, чрезвычайно характерны, например — для морей девона, карбона, перми Русской платформы, кембрия и силура Сибирской, Китайской и Североамериканской платформ и других.

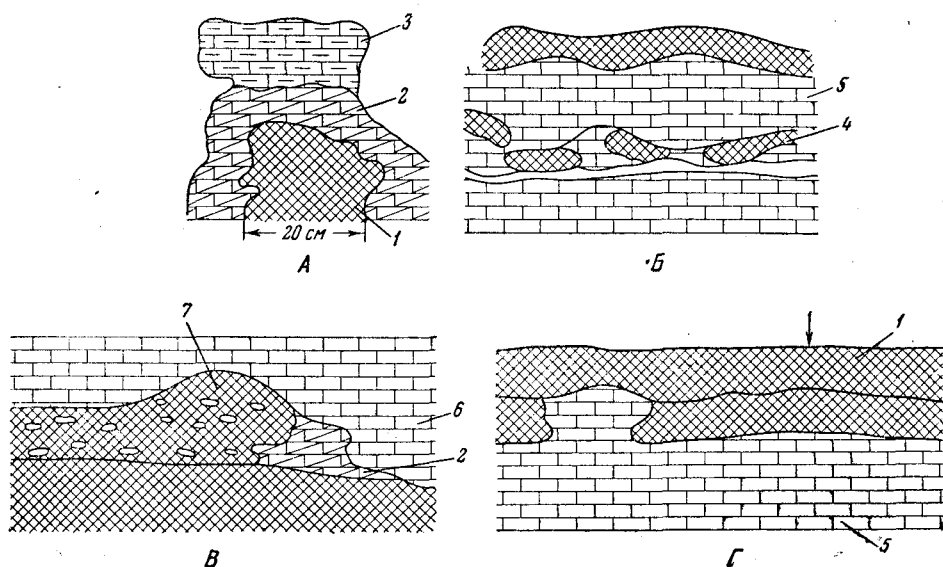
Петрографических типов морских доломитовых пород два — пластовые и метасоматические доломиты.

Для пластовых доломитов характерна устойчивость пластов на больших расстояниях, измеряемых не только километрами, но десятками и даже первыми сотнями их; примерами могут служить каширские доломиты (Хворова, 1953) и доломитовый слой «с червеходами» на границе стешевских и протвинских слоев в северо-западной части Московской синеклизы (Вишняков, 1956). Состав породы отвечает нормальному доломиту, вовсе без кальцита либо с немногими процентами  $\text{CaCO}_3$  в виде примеси. Структура всегда пелитоморфная либо микро- и тонкозернистая с очень слабо выраженными явлениями перекристаллизации. Органические остатки отсутствуют либо очень редки и бедны качественно; по большей части это только остракоды, реже брахиоподы, но своеобразного типа; фауна в целом образует биоценоз, ярко отличающийся от биоценозов подстилающих и перекрывающих известковых пород. Нередко в доломитовых пластах имеются следы большей или меньшей примеси пластинчатых кристаллов гипса; при выщелачивании от них остаются лишь щели; иногда встречается флюорит (каширские доломиты). Пластовые доломиты часто содержат большую или меньшую примесь тонкого пелитового материала, что делает их глинистыми вплоть до перехода в доломитовые мергели, а также обуславливает возникновение слоистости, нередко тонкой; среди глинистых минералов, заключенных в доломитах, обычны монтмориллонит, а также палыгорскит, сепиолит. *Важнейшим диагностическим признаком пластовых доломитов является отсутствие сколько-нибудь уловимых следов метасоматических замещений доломитом ранее возникших накоплений углекислого кальция.* Только когда в доломитовом пласте присутствует раковинный материал, сложенный нацело или частично доломитом, можно говорить о метасоматозе доломита по кальциту, но масштаб этого явления в данном случае, понятно, совершенно ничтожный по причине малого количества раковин.



Фиг. 64. Схема распределения доломитовых пород в разрезе  $S_3^{1c}$  Самарской Луки.

1 — известняки (содержание доломита < 20%); 2 — доломитизированные известняки и известковистые доломиты (содержание доломита от 20 до 80%); 3 — доломиты (содержание доломита > 80%)



Фиг. 65. Формы залегания метасоматических доломитов в известковых пластах  $S_3^{1c}$  Самарской Луки (по Н. Г. Бродской).

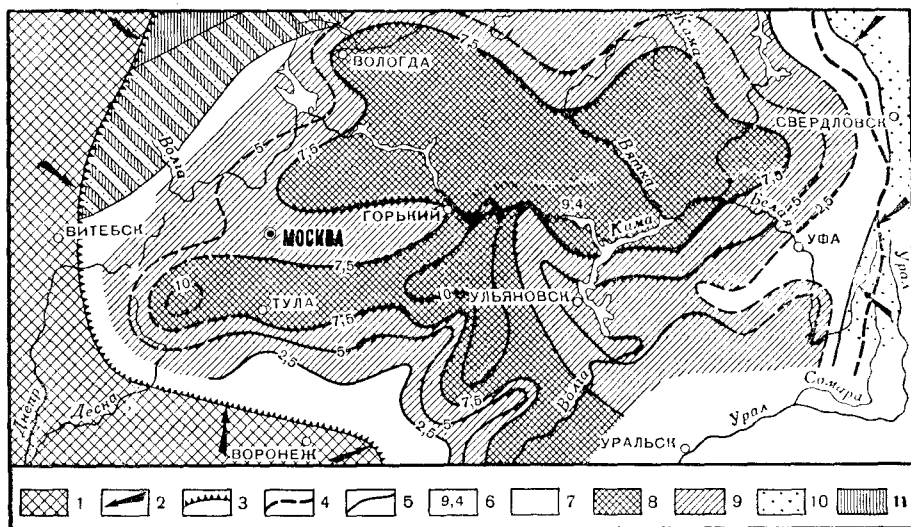
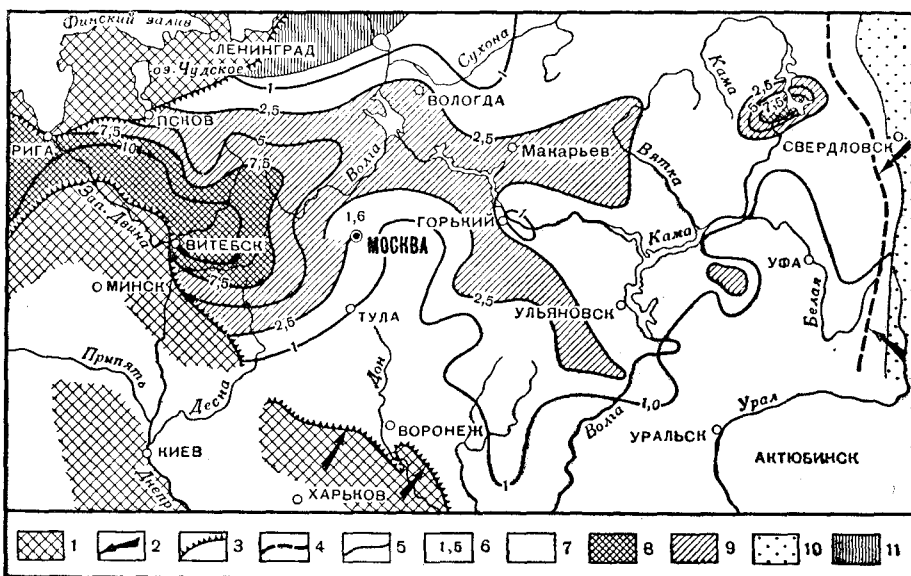
А. Обнажение в овраге Козьи Рожки. Б и В. Карьер Козьи Рожки. Г. Карьер Крестовый овраг; 1 — доломит; 2 — доломит известковый; 3 — известняк фузулиновый; 4 — стяжения доломита; 5 — известняк; 6 — известняк плотный; 7 — доломит отрицательно фузулиновый.

Метасоматические доломиты отличаются чрезвычайным разнообразием форм нахождения (фиг. 64, 65). Иногда это пластообразные, сложных очертаний и строения линзы протяжением в километры и даже первые десятки их; в других случаях — вытянутые, причудливых очертаний и также сложные линзообразные тела в сотни и десятки метров, нередко расщепляющиеся на отдельные веточки; далее — штоки весьма разнообразных очертаний длиной и мощностью в метры, пятна в десятки сантиметров простираемым, прожилки и т. д. Во всех случаях, однако, три характерных признака отличают этот тип нахождения доломитовых пород от пластовых доломитов. Одним из них является необычайная изменчивость степени доломитности внутри линзы (даже пластообразной), штока, даже пятна. Содержание доломита может колебаться от 90—95 до 2—3% и менее, причем локализация высокодоломитовых и низкодоломитовых участков крайне прихотлива и не подчиняется каким-либо ясно уловимым закономерностям. Вместе с тем в структуре доломитовой линзы, штока, пятна легко улавливаются ясные следы метасоматоза доломита по кальциту. Раньше всего замещение захватывает тонкозернистый цемент, в котором развиваются то правильные ромбоэдри или скопления их, то участки доломитовых зерен с неправильными очертаниями. Позже метасоматоз захватывает органические остатки — раковины фораминифер, брахиопод, пелеципод и т. д. вплоть до криноидей, которые доломитизируются в последнюю очередь. В общем, чем более крупнозернист замещаемый кальцит (неорганического или биогенного происхождения), тем труднее идет его замещение доломитом и тем к более поздней стадии относится само замещение. В связи с метасоматозом находится и последняя характерная (диагностическая) особенность метасоматических доломитовых пород: *отсутствии у них своего особенного биоценоза*. Добавим, что доломиты второго типа часто бывают пористыми, кавернозными, рыхлыми и нередко несут следы ожелезнения, выражающиеся в красноватой или ржаво-бурой окраске разной интенсивности.

За последние годы выяснились еще две интересные подробности морских палеозойских доломитов: *их нередкая ассоциация с накоплением Pb и Zn и с магнезиевыми силикатами*. О первой уже было достаточно сказано выше. Что касается магнезиальных минералов, то уже давно (в 1940 г.) И. И. Трофимовым было обнаружено нахождение палыгорскита во многих среднекарбонных доломитах каширского яруса Подмосковья. В настоящее же время М. А. Ратеевым установлено, что еще более характерен для доломитов сепиолит, а также комбинация палыгорскита с сепиолитом, постоянно в них встречающаяся. Эти минералы — порознь или вместе — встречены в отложениях конца  $S_1$  и в  $S_{2+3}$  в скважинах: Лысково, Порецкая, Красная поляна, у г. Шацка и г. Воротынска и в ряде других мест. Обилен сепиолит (и палыгорскит) в палеогене Ферганы, принадлежащем типично аридной полосе.

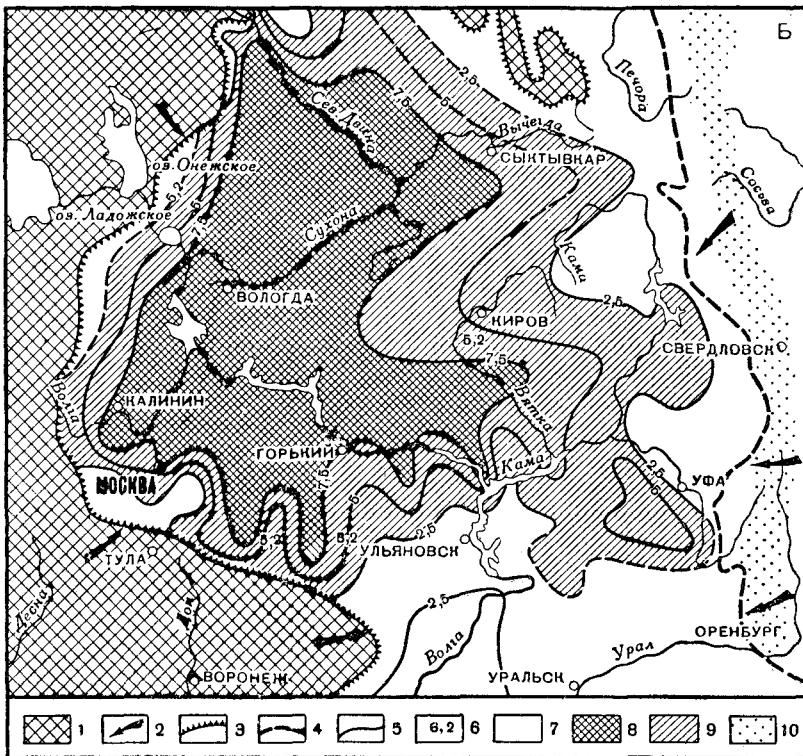
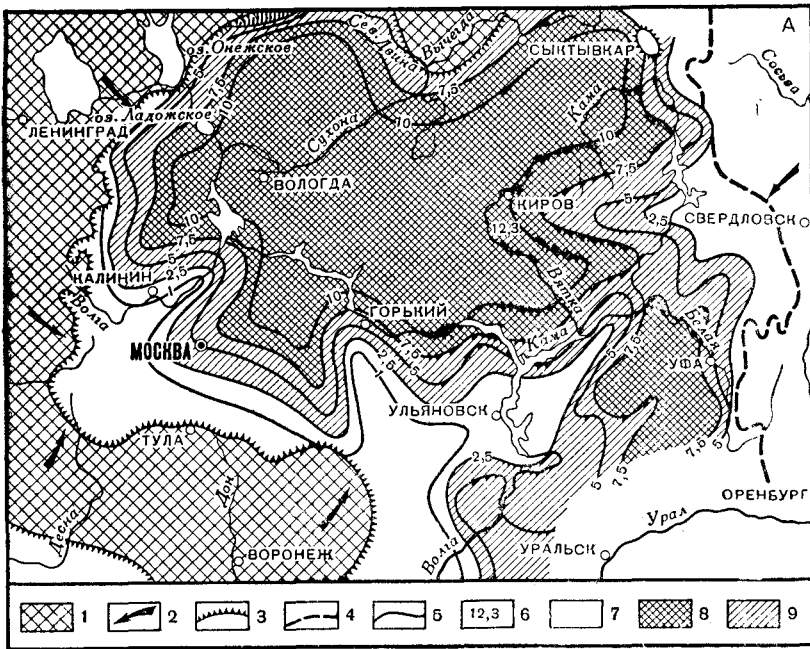
Локализация крупных накоплений доломитов внутри палеозойских морей варьировала; *в одних случаях они сосредоточивались в краевых частях моря, в других, напротив, в его центральных областях; в этих последних случаях краевые зоны бездоломитны или весьма слабо доломитны и слагаются известковыми породами*. Такая двойственная локализация доломитообразования хорошо видна на картах и схемах А. Б. Ронова (1956) для верхнего палеозоя Русской платформы (фиг. 66, 67) и К. К. Зеленова (1957) для  $St_1$  Сибирской платформы (фиг. 68). Несмотря на различия фациальных обстановок доломитообразования, они всегда отличались ясными признаками некоторого осолонения воды доломитообразующего бассейна.

Повышенная минерализация участков краевого доломитообразования доказывается наличием в доломитовых толщах флюорита, иногда прослоев и целых горизонтов гипсов (ангидритов), наконец — прогрессирующим обеднением органического мира по мере роста доломитности пород.



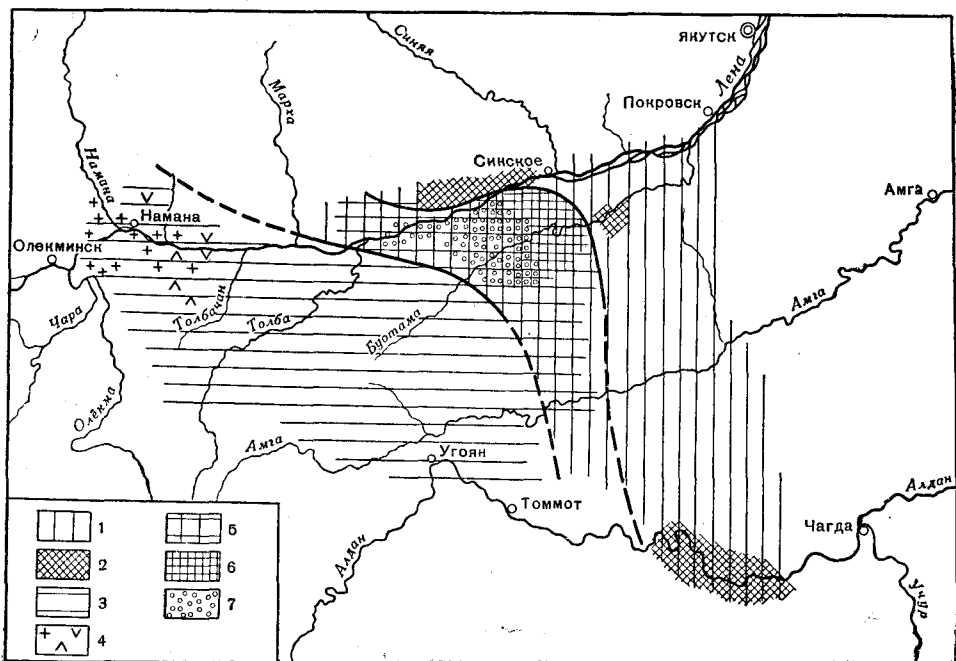
Фиг. 66. Распределение доломита в породах франского (А) и фаменского (В) ярусов Русской платформы (по А. Б. Ронову, упрощено).

1 — области размыва; 2 — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; 3 — граница областей размыва; 4 — граница Русской платформы и Уральской геосинклинали; 5 — линии равного содержания магния (в %); 6 — среднее содержание магния в разрезе (в %); 7 — области преимущественного распространения известняков; 8 — области преимущественного распространения доломитов; 9 — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; 10 — прибрежно-морские терригенные осадки; 11 — континентальные осадки.



Фиг 67. Распределение доломитов в породах визейского яруса (А) и среднего карбона (Б) Русской платформы (по А. Б. Ронову, упрощено).

1 — области размыва; 2 — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; 3 — граница областей размыва; 4 — граница Русской платформы и Уральской геосинклинали; 5 — линии равного содержания магния (в %); 6 — среднее содержание магния в разрезе (в %); 7 — области преимущественного распространения известняков; 8 — области преимущественного распространения доломитов; 9 — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; 10 — прибрежно-морские терригенные осадки.



Фиг. 68. Распределение доломитов в отложениях  $S_1$  (журипский подъярус) Сибирской платформы (по К. К. Зеленову).

1 — фациальная область нормального открытого моря; 2 — археоциато-водорослевые биогермы; 3 — фациальная область осолоняющейся лагуны; 4 — сульфатно-доломитные и соленосные осадки осолоняющейся лагуны; 5 — область перехода от лагуны к открытому морю; 6 — пятнистые доломитистые известняки и известковистые доломиты области перехода от лагуны к открытому морю; 7 — солитовые известняки и доломиты области перехода от лагуны к открытому морю.

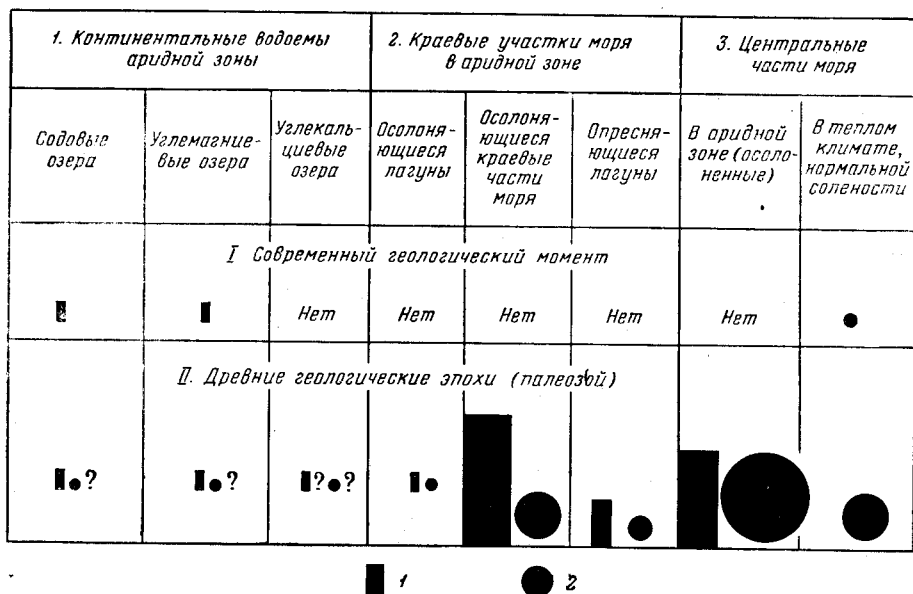
Совершенно те же черты отличают доломитовые породы и тогда, когда они возникали в центральных частях верхнедевонских и карбоновых морей. В известковых отложениях по периферии карбоновых морей в этих случаях фауна весьма обильна и очень разнообразна; на изучении именно этой фауны и создались современные представления о биосе каменноугольных бассейнов. В доломитовых породах центральных зон водоема органические остатки гораздо скуднее и фауна однообразнее. При этом обеднение органического мира, по крайней мере в ряде случаев, является не вторичным признаком, связанным с образованием метасоматических доломитов, а их первичной особенностью. Старым и классическим примером служит верхний карбон Самарской Луки, для которого М. Э. Ноинским еще 50 лет назад было показано, что обеднение фауны снизу вверх, идущее параллельно росту доломитности пород, является признаком первичным, указывающим на прогрессирующее осолонение моря. Точно так же общеизвестно, что обеднение фауны в верхнефаменское время, происшедшее параллельно с обогащением осадков доломитом, тоже было явлением первичным (см. ниже, часть III, гл. II). Аналогичные соотношения, по А. Б. Ронову (1956), намечаются для верхов  $S_1$  (визе) и для среднего карбона центральных частей Русской платформы. Дополнительным доказательством некоторого осолонения служит нахождение в пластовых доломитах рассеянных кристаллов флюорита, а иногда и локальных пропластков гипса.

Таким образом, мы имеем достаточные основания считать, что не только периферические, но и центральные части верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, когда в них накапливались доломиты, действительно

отличались несколько повышенной соленостью. Оценить цифрой повышение осолонения, конечно, трудно, но нужно учесть, что в современных Красном и Средиземном морях возрастание солености до 38—42‰, т. е. на 20% от нормы, еще не вызывает сколько-нибудь заметного угнетения морской фауны; в доломитовых же участках древних морей фауна была угнетена. Стало быть, соленость центральных частей верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, по крайней мере в отдельные эпохи, превосходила периферическую (нормальную) на 8—15‰, а может быть более, и была в полтора-два раза выше периферической.

Присутствие несколько осолоненных вод в краевых доломитонакопляющих частях палеозойских морей аридных зон не может вызывать удивления, ибо при наличии хотя бы несколько затрудненного водообмена с открытой частью бассейна и при усиленном испарении воды с поверхности осолонение здесь возникает с большой легкостью. Но повышенная соленость в центральных областях водоемов при отсутствии ее в краевых зонах требует объяснения. Осолонение и здесь объясняется усиленным испарением воды с поверхности бассейна в условиях аридного климата. В прибрежных зонах в этом случае оно компенсировалось подтоком пресных вод с континентов (понятно, гумидных зон); на центральных же частях водоема этот подток практически не сказывался, ибо воды успевали испариться раньше, чем достигали пелагической зоны моря.

За последние 10 лет выяснилось, что в истории Земли имела место необратимая эволюция доломитообразования. Она заключалась, с одной стороны, в «вымирании» ряда доломитообразующих фаций, в частности всех фаций, связанных с морем аридных зон: лагунных, краевых морских, пелагических морских, столь распространенных в палеозое; с другой — в падении интенсивности доломитообразования. Первое обстоятельство наглядно видно из сравнения нижнего и верхнего рядов на диаграмме (фиг. 69). Что же касается падения интенсивности доломитообразования в истории Земли, то впервые этот факт был установлен Р. Дели (Daly, 1909) путем сопоставления ограниченного числа анализов палеозойских

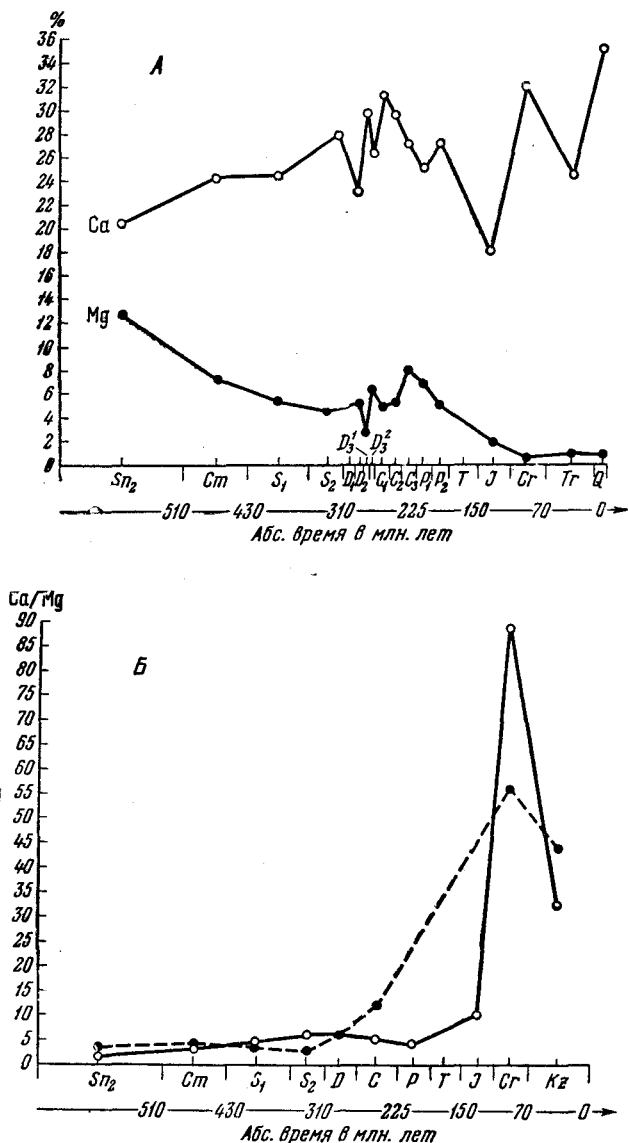


Фиг. 69. Фациальные типы доломитов.

1 — пластовые доломиты (седиментационные); 2 — пятнисто-линзовидные метасоматические (седиментационно-диагенетические).



и мезокайнозойских пород США. С очень большой отчетливостью этот процесс был затем установлен А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратынским (1952) на аналогичных породах Русской платформы (фиг. 70, А и Б), причем на этот раз на огромном цифровом материале.



Фиг. 70. Эволюция доломитообразования в истории Земли.

А. Русская платформа (по А. П. Виноградову и А. Б. Ронову).  
 Б. Северо-Американская платформа (по Дели).

Еще раз он был продемонстрирован в 1956 г. Д. Чиллингером (Chillingar, 1956) для пород США.

Аналогичные общие данные имеются и для Китайской платформы. Оценивая значение этих данных в 1956 г., я высказал мысль, не является ли резкая убыль доломита в мезокайнозое следствием того, что все три платформы — Североамериканская, Русская, Китайская — из аридной

зоны, где они были в палеозое, перешли в гумидную в мезозое и кайнозое? Чтобы проверить это, требовалось собрать данные о карбонатных породах Сг и Рг Сев. Африки, где в это время локализовалась аридная зона. Эта проверка в общих чертах и была произведена мной в последнее время. И хотя цифровых данных собрать не удалось, все же из общегеологических описаний совершенно ясно и недвусмысленно вытекает, что сколько-нибудь заметного доломитообразования в морях и заливах мезокайнозойской аридной зоны не было. Там продолжалось образование преимущественно чистых известняков, иногда ассцирирующихся с гипсами. Это означает, что резкий спад доломитообразования, демонстрируемый вышеуказанными русскими и американскими работами, отражает реально протекавший в прошлом процесс «вымирания» морских доломитовых пород и замену их породами кальцитовыми. Начало этого процесса следует относить, конечно, к еще более древним эпохам; в конце палеозоя этот процесс лишь весьма обострился и стал совершенно наглядным.

## 7. ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ СХЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД И ИХ РАЗБОР

Обращаясь к генезису доломитовых пород, следует отметить, что в этом вопросе в настоящее время еще не существует единства взглядов. Выявились три существенно различные точки зрения.

Согласно первой, наиболее ярко представленной М. Э. Ноинским (1913) и С. Г. Вишняковым (1956), доломиты распадаются на две генетические группы. Пластовые доломиты признаются образованиями седиментационными, осевшими непосредственно из воды; пятнистые метасоматические — образованиями поздними, эпигенетическими, возникшими под воздействием грунтовых вод на известняки.

По другой концепции, гораздо более распространенной, изложенной наиболее полно Г. И. Теодоровичем (1950), пластовые доломиты также считаются первичными, седиментационными; пятнистые метасоматические, количественно резко преобладающие в природе, — диагенетическими; образование их в раннем диагенезе сводится к замещению части  $\text{Ca}^{2+}$  первично известковых илов ионом  $\text{Mg}^{2+}$ , тем или иным путем поступающим из придонной воды; большая роль приписывается в этом процессе реакции Гайдингера, сближению растворимостей  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  при возрастании  $p\text{CO}_2$  в осадках и, наконец, влиянию на осадок теплых придонных течений.

Третья концепция была сформулирована в 1951—1952 гг. мной после работы на карбонатных породах С<sub>3</sub> Самарской Луки (Страхов, 1956). Согласно этой гипотезе, принципиальных генетических отличий между пластовыми и пятнистыми (метасоматическими) доломитами нет. И в том и в другом случаях доломитовое вещество тем или иным путем осело из наддонной воды в стадию седиментогенеза. Но при образовании пластовых доломитов примесь  $\text{CaCO}_3$  отсутствовала или была совершенно ничтожна; при возникновении же пятнистых метасоматических она была, напротив, значительна или даже весьма велика, причем и доломитовое вещество и  $\text{CaCO}_3$  были распределены вначале в осадке весьма равномерно. В ходе диагенеза доломитовый компонент энергично перераспределился, уйдя из одних мест и сконцентрировавшись в других, с образованием линз, пятен, штоков и других причудливых форм; при этом в местах вторичной концентрации доломит, естественно, заместил кальцит, создав ясную картину метасоматоза доломита по первичному карбонатному осадку.

Наличие принципиально разных толкований генезиса доломитов заставляет внимательно разобрать, насколько каждое из них отвечает изложенным в предыдущем фактическим знаниям доломитовых пород.

Гипотеза об эпигенетическом происхождении пятнистых метасоматических доломитов имеет три существенных дефекта. Если бы эти доломиты были действительно эпигенетическим образованием, они не могли бы нести на себе признаков формирования в определенной физико-географической обстановке. А между тем такие признаки имеются. Метасоматические доломиты в подавляющей своей массе приурочены к водоемам аридной зоны, а внутри последней — к бассейнам, обнаруживающим признаки некоторого осолонения. Вместе с тем невозможно понять, почему эпигенетическое доломитообразование было столь широко развито на палеозойских породах и так резко сократилось на последующих — мезозойских (например, на мелу). Оба указанных кардинальных факта истории доломитообразования эпигенетической гипотезой не объясняются, они просто игнорируются.

Эпигенетическая концепция не в состоянии, наконец, удовлетворительно истолковать чисто количественную сторону процесса. Нужно учесть, что средняя долomitность горизонтов, содержащих пятнистые доломиты, нередко бывает очень высокой — до 40—50—70%, как это имеет место, например, в случае  $C_3$  Самарской Луки, а также видно на картах А. Б. Ронина по другим горизонтам. Это требует приноса в эпигенезе огромных масс магния.

Где же источник его?

На этот вопрос удовлетворительного ответа эпигенетическая гипотеза не дает; в тех же случаях, когда к нему можно подойти с расчетом, как, например, на Самарской Луке, оказывается, что такого источника в природе нет (Страхов, 1956). Заимствовать нужные массы магния для эпигенетических замещений неоткуда. Огромное развитие пятнистых доломитов в природе эпигенезом, следовательно, необъяснимо. Эпигенетически могли возникнуть лишь небольшие пятна, прожилки, заполнения пор в карбонатных породах, количественно ничтожные по массе. Таким образом в настоящее время выбор может идти только между второй — диагенетической и третьей — седиментационной гипотезами.

По диагенетической концепции первично на дне моря отлагались известковые илы, а поступление магния в осадок происходило в диагенезе путем «насосывания» его илом из придонной воды. При таком истолковании опять-таки не получают разумного объяснения ни приуроченность доломитообразования к аридным зонам, ни общая эволюция его в истории Земли.

Тяготение к осолоненным водоемам Г. И. Теодорович пытается объяснить тем, что при осолонении морской воды происходит якобы сближение растворимостей  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$ , что и благоприятствует садке доломитов. Однако, как было показано мной (в 1956 г.), такое утверждение построено на недоразумении и опровергается существующим экспериментальным материалом. Не помогает в данном случае и привлечение реакции Гайдингера. Как будет детально рассмотрено ниже, реакция эта идет лишь при условии, если  $CaSO_4$  насыщает воду. Но в морской наддонной воде, даже осолоненной до 5—6—7%,  $CaSO_4$  заведомо далек от насыщения (оно наступает при общей солёности в 15%), а в иловой воде — тем более, поскольку сульфатный ион в ней в большей или меньшей степени, порой нацело, исчезает благодаря работе бактерий-десульфатизаторов (см. том II, гл. VIII). Тем самым реакция Гайдингера исключается как возможный путь диагенетического доломитообразования. Приуроченность метасоматических доломитов к аридной зоне и к стадии слабого осолонения морской воды — до насыщения ее  $CaSO_4$  и до садки гипсов — остается в концепции Г. И. Теодоровича неразъясненной. Что касается эволюции доломитообразования в истории Земли, то истолковать эти явления с точки зрения своей гипотезы Г. И. Теодорович пока не пытался и не случайно, ибо она с его точки зрения необъяснима.

Столь же мало помогает делу привлечение теплых придонных течений, которые якобы обогащают ил магнием. Ведь для этого обогащения нужно ввести в действие какой-то конкретный механизм «насыщения» магния в ил, а такого механизма Г. И. Теодоровичем не указывается, да его и нет в природе. Кроме того, мелководные прибрежные зоны морей вообще отличаются повышенной температурой воды. Поэтому, следуя идее Ривьера, нужно было бы ожидать обязательной более или менее значительной доломитизации прибрежных карбонатных илов, чего нет в современных морях и не было в прошлом. Но наиболее наглядным опровержением этой концепции являются карты доломитности карбонатных пород, построенные А. Б. Роновым (1956) и демонстрирующие развитие высокой доломитности не в прибрежных, а на огромных центральных площадях бассейнов. Трудно представить себе эти области, сплошь охваченными придонными теплыми течениями. Совершенно очевидно, что концепция Ривьера о доломитизирующей роли теплых течений надумана и не отвечает природным процессам доломитообразования.

Итак, диагенетические процессы в осадках, как и эпигенез, не могут привлекаться к объяснению генезиса пятнистых метасоматических доломитов в горизонтах со сколько-нибудь заметной средней доломитностью.

При такой ситуации единственным, по-видимому, решением вопроса о генезисе пятнистых метасоматических доломитов является третья, упомянутая выше, концепция, согласно которой нет принципиального различия между образованием пластовых и метасоматических пятнистых доломитов. И те и другие получились путем осаждения магниесодержащих веществ прямо из наддонной воды, и разница между генезисом пластовых и пятнистых метасоматических доломитов заключается в деталях процесса, а не в существовании его.

Конкретный механизм осаждения магниевых соединений из воды требует специального рассмотрения.

## 8. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ

Поскольку доломит является карбонатной солью, естественно полагать, что садка его должна прямо и непосредственно быть связана с карбонатным равновесием в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ , и, в частности, с режимом  $p\text{CO}_2$ . Мы не знаем в настоящее время полностью эту систему, но все же некоторые основные факты уже вырисовываются частью из наблюдений над природными процессами и взаимоотношениями, частью из лабораторных опытов.

Эти факты следующие.

1. В ходе осолонения водоемов аридных зон доломитообразование занимает вполне определенное и закономерное место, а именно — *всегда происходит после накопления кальцита, при увеличенной минерализации воды*. Это наблюдается как на древних морских отложениях всех эпох, так и на современных озерах *независимо от их гидрохимического типа*. Неизменность такой последовательности доказывает с полной очевидностью, что *растворимость доломита в природных водах выше растворимости кальцита, каков бы ни был конкретный механизм осаждения доломита*.

2. Образование доломитов в современную эпоху происходит на фоне не только повышенной солености бассейнов, но и при резко повышенном щелочном резерве, в котором главную роль играет  $\text{MgCO}_3$ . Так, в оз. Балхаш доломит накапливается массами лишь тогда, когда щелочной резерв достигает 12—13 мг-экв/л; то же в Бурлинских озерах и в озерах содовых. Такие условия создаются благодаря накоплению в воде больших масс  $\text{MgCO}_3$ ; а в содовых озерах также и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ .

3. При экспериментальных работах ряда авторов удачные опыты синтеза доломита имели место лишь в растворах с высоким щелочным резервом и обилием  $\text{CO}_2$ .

А. В. Казаковым (1957<sub>2</sub>) доломит был получен в ампулах при  $150^\circ\text{C}$  при содержании в равновесном растворе 28 мг/л  $\text{CaO}$ , 86 мг/л  $\text{MgO}$  и 412 мг/л суммарной  $\text{CO}_2$ ; при этом щелочной резерв был 130 мг/л,  $\text{pH} = 6,66$ , а отношение  $\text{CO}_2$  суммарной к щелочному резерву 3,07. Понятно, что в условиях обычной температуры величина щелочного резерва должна быть еще более высокой. Об интересном опыте получения доломита сообщил не так давно Д. Чиллингер: «1 л морской воды, — пишет он, — был помещен в контейнер, снабженный электрической мешалкой. После добавки к этой воде 21,3 г  $\text{MgCO}_3$  и 1,97 г  $\text{CaCO}_3$  (отвечающих максимальной растворимости  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$  в морской воде при давлении  $\text{CO}_2$  в 4 атмосферы) контейнер был помещен в автоклав с давлением  $\text{CO}_2$  в 4 атмосферы. Отношение  $\text{Ca} : \text{Mg}$  в осадке, который образовался к концу второй недели, было равно 1,8. Хотя осевшие частички были слишком малы для определения их оптических свойств, показатель преломления оказался доломитным (1,7). Рентгеновский анализ также установил присутствие доломита» (Chillinger, 1955, стр. 2261—2268). Г. Бароном недавно тоже был получен доломит, причем в качестве условия удачи опыта он также указывает высокий щелочной резерв и обилие  $\text{CO}_2$  в растворе (Baron, 1960).

Как видим, все случаи достоверного экспериментального получения доломита согласно и недвусмысленно говорят о необходимости резко повышенных значений  $\text{CO}_2$  и, следовательно, щелочного резерва для генерации доломита сравнительно с кальцитом. «Предыдущие попытки геологов и химиков в осаждении доломита из морской воды, — пишет Д. Чиллингер, — были безрезультатны именно потому, что они не применяли высоких давлений  $\text{CO}_2$ ».

4. В самое последнее время Г. Барону (1960) удалось экспериментально показать, что генерация доломита представляет сложный и стадийно развивающийся процесс. В самые первые моменты существования твердых фаз между  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  еще нет двойных связей; они образуют твердый раствор. Но уже через сутки твердый раствор в значительной мере раскристаллизовывается и двойные связи возникают, хотя структура доломита еще далеко не упорядочена; эту стадию недостаточно упорядоченной структуры автор называет протодоломитом. Еще через двое суток происходит полное упорядочение структуры, и протодоломит переходит в нормальный доломит.

Итак, на основании наблюдений в природе и опытов нужно считать твердо установленным, что генерация доломитов происходила (и происходит еще кое-где до сих пор) при сочетании несколько повышенной солености с резко повышенным щелочным резервом и  $\text{rCO}_2$ . При этом роль солености в данном случае несомненно второстепенная: она свидетельствует лишь о процессах упаривания воды, подводящих щелочной резерв к тем высоким значениям, какие нужны для достижения доломитом точки насыщения в данном растворе.

Опираясь на эти данные, можно следующим образом представлять себе механизм накопления доломитовых пород в палеозое и в позднейшие периоды истории Земли.

Как известно, атмосфера в палеозое была более богата  $\text{CO}_2$  и соответственно щелочной резерв моря был значительно выше, чем в современную эпоху. Можно принять, следовательно, как мне и приходилось много раз указывать, что в палеозое доломитовое вещество в морях было близко к насыщению воды. Поэтому, как только в условиях аридного климата какой-либо участок моря терял свободную связь с основной водной массой и в той или иной степени осолонялся, доломитовое вещество вскоре до-

стигало насыщения и осаждалось на дно в виде весьма тонкозернистого первичного осадка.

Насыщение достигалось тем легче, что растворимость доломита находилась под воздействием не только  $\text{CaSO}_4$ , но и  $\text{MgSO}_4 + \text{MgCl}_2$  — трех солей с одноименными ионами, которые присутствуют в морской воде; в силу этого растворимость доломита даже при малых осолонениях морской воды должна была уменьшаться гораздо скорее, чем растворимость  $\text{CaCO}_3$ . И если падение растворимости  $\text{CaCO}_3$  при увеличении солености воды на 1% составляет (по Траску) 5% от исходной, то для доломита соответствующая цифра должна быть по крайней мере вдвое, если не втрое выше (Trask, 1937).

Одновременно с садкой доломита осолонение приводило к полному вымиранию фауны или резкому ее угнетению и к появлению специфического биоценоза. Так, в палеозое возникали пластовые доломиты нормального состава, которые в процессе диагенеза по существу лишь уплотнялись, но испытывая ни сколько-нибудь заметного перераспределения, ни метасоматоза. Это седиментационные доломиты в подлинном смысле слова.

Генезис пятнистых метасоматических доломитов был несколько сложнее. Они возникали при несколько меньшей солености воды, чем нормальные пластовые доломиты. Вследствие этого интенсивность первичной садки доломитового вещества из воды была в данном случае значительно слабее и соответственно содержание доломита в свежем осадке было ограниченным и иногда просто малым; доломит в этом случае сочетался со значительным количеством биогенного или хемогенного кальцита или даже просто образовывал примесь к нему. Так как в ходе самого раннего диагенеза в осадке благодаря влиянию бактерий возникла большая пестрота физико-химической обстановки по Eh, pH и по концентрации отдельных компонентов в иловом растворе (см. том II, гл. VIII), то в дальнейшем под воздействием таких условий в илу начинались обширные миграции разных веществ, приводившие к уходу их из одних точек и к концентрации в других, что сопровождалось вытеснением некоторых веществ из этих точек или метасоматозом по ним. Первоначально равномерно распределенный в осадке в виде примеси доломит также испытывал диагенетическое перераспределение, в результате чего и возникали метасоматические концентрации его в виде линз, пятен и штоков в одних участках осадка и уход из других.

Таким образом, *формирование метасоматических доломитов в палеозое протекало в две стадии: в седиментационную стадию доломит формировался как минерал, осажденный из воды бассейна; в диагенетическую он образовывал современные формы нахождения (пятна, линзы, штоки), и известково-доломитовая порода приобретала петрографический облик пятнистого доломита.* Учитывая этот сложный (двухступенный) ход формирования метасоматических палеозойских доломитов, мы предлагаем именовать их седиментационно-диагенетическими.

Приуроченность пятнистых метасоматических доломитов к несколько меньшей солености моря сравнительно с пластовыми доломитами предопределила и области их формирования. В периферических осолоненных зонах морей они возникали главным образом на переходе от наиболее минерализованных участков к области нормального моря. В собственно лагунах они локализовались в прибрежных частях, по периферии их срединной, наиболее соленой части, когда она имела, а также у горловины лагуны, через которую вливалась в нее менее соленая морская вода. Но наиболее распространены были метасоматические доломиты в центральных, несколько осолоненных частях карбоновых морей Русской платформы. Дело в том, что незначительность и изменчивость осолонения этих частей моря делали возможной садку доломита, вероятно, не каждый год,

а в годы садки — лишь в ограниченные сроки, отвечавшие наиболее теплоте и сухому сезону. Вследствие этого в осадках центральной части морей, как правило, возникала смесь больших или меньших масс  $\text{CaCO}_3$  и доломита, а при таких условиях как раз и происходит перераспределение доломита и метасоматоз по  $\text{CaCO}_3$ ; в результате формировались пятнистые метасоматические доломиты. Лишь в сильно осолоненных «лагуноподобных» участках среди лабиринта отмелей в центральных частях карбонатных морей осолонение приводило к исключению  $\text{CaCO}_3$  и к садке доломита в течение круглого года и за многие годы подряд. В этих «лагуновых водоемах» среди моря садились тогда нормальные пластовые седиментационные доломиты. Количественно, однако, они подчинены пятнистым, метасоматическим, ибо накоплявшие их «лагуны» занимали лишь весьма ограниченные участки в пелагических, относительно мало осолоненных областях карбонатных морей Русской платформ.

*Итак, в условиях большого осолонения интенсивная химическая садка доломита из воды практически полностью подавляла садку кальцита и возникали пластовые доломиты без признаков метасоматоза по кальциту, ибо метасоматозу не на чем было здесь развиваться. При меньшем осолонении водоема или его части первичная садка доломита из воды была ослаблена; наряду с доломитом, в разные сезоны года шла садка  $\text{CaCO}_3$ ; на дне возникала смесь этих минералов и создавалась база для диагенетического перераспределения и для возникновения метасоматических пятнистых доломитов.*

В мезозое, а особенно в кайнозое, в связи с прогрессирующим падением  $p\text{CO}_2$  в атмосфере доломитовое вещество ушло гораздо дальше от насыщения, чем в морях верхнего палеозоя. Естественно, что осаждение доломита из все менее концентрированного его раствора в морских водах все сильнее затруднялось даже при их осолонении. Доломитообразование в лагунах и в морях поэтому резко убыло по своей интенсивности даже в аридных зонах и все больше убывало в ходе геологической истории.

Имелись, однако, условия, при которых в частной обстановке, особенно в лагунах, но также и в морях засушливой зоны, доломитообразование могло поддерживаться на высоком уровне. Эта обстановка создавалась на тех участках моря, куда реки (или подземные воды) поставляли много  $\text{MgCO}_3$  или же  $\text{MgCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ . Поступающий карбонат магния и натрия дополнительно поднимал щелочной резерв и рН воды и доводил доломит до стадии насыщения, тем самым способствуя химической его садке. Если внос  $\text{MgCO}_3$  в бассейне не было, садка доломита тормозилась или вовсе отсутствовала. Что дело обстоит именно так, показывают случаи одновременного развития бассейнов с доломитовой стадией и без нее. Так, в верхнеюрское (титонское) время среди красноцветных толщ Сев. Кавказа наряду с гипсами встречаются и доломиты в значительных количествах. При осолонении же титонской лагуны на территории Таджикистана доломиты практически не осаждались и известняки сменялись непосредственно гипсами. Причиной являлся, надо думать, иной состав питающих вод на Кавказе и в Таджикистане. Но в палеогене Ферганы и Таджикистана в осадках лагуны опять массами появляется доломит; при этом А. И. Осиповой (1956) удалось убедительно доказать поступление в лагуну вод, изобиловавших  $\text{MgCO}_3$ .

Так, из обязательной стадии при осолонении морской воды доломитообразование в мезозое и кайнозое стало стадией факультативной и осуществлялось лишь при определенном питании водоема солями  $\text{MgCO}_3$  (или  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ). Это обстоятельство обусловило резкий количественный спад доломитонакопления в мезозое и особенно кайнозое.

Все предыдущее делает понятной историю доломитообразования в водоемах аридных зон. Вместе с тем оно позволяет вскрыть специфику тех,

хотя и редких, случаев формирования доломитовых пород, какие имели место в морях гумидных зон, главным образом в их рифогенных фациях. В этом случае (как было показано в томе II, гл. VI) роль доломитоосаждающего фактора принадлежит уже не солёности как таковой, а другим физико-химическим показателям среды. Садка доломита из воды осуществлялась здесь, с одной стороны, на участках особенно сильного нагрева воды, что понижало растворимость доломитового вещества и переводило его в стадию пересыщенного раствора, с другой же — на участках интенсивного фотосинтеза фитопланктона или фитобентоса, что, резко подымая рН, также делало наличный раствор доломитового вещества пересыщенным.

Обе эти причины осаждения доломита из воды действовали, конечно, и в осолоненных водоемах и их частях. Но там они лишь дополнительно ускоряли садку доломита, которая и без того шла в силу повышенной солёности воды, т. е. были фактором факультативного значения; в гумидных же зонах им принадлежала решающая роль. Понятно, что временные и локальные повышения температуры и рН в морской воде могли создавать лишь невысокую среднюю доломитность возникающего осадка, почему в гумидных поясах формировались только метасоматические пятна и линзы доломита, которые к тому же были не крупны и не очень многочисленны. Лишь тогда, когда та или иная часть платформенного бассейна, попадая в аридные условия, начинала постепенно осолоняться и переходить в стадию аномально-солёного моря, процессы первичного доломитоосаждения становились достаточно (и все более) сильными, а доломитные линзы делались все более крупными и многочисленными. Этот процесс с классической ясностью может быть прослежен в карбоне Самарской Луки.

#### 9. О ПРОИСХОЖДЕНИИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СИЛИКАТОВ И ИХ АССОЦИАЦИИ С ДОЛОМИТОМ

Большой интерес вызывает причина частой ассоциации пластовых доломитов с монтмориллонитом и магнезиальными минералами — сепиолитом, палыгорскитом. Она заключается, на наш взгляд, в том, что содержание  $\text{SiO}_2$  в воде палеозойских морей (так же как и содержание  $\text{CO}_2$ ) было более высоким, чем в морях современных; в силу этого магнезиальные силикаты типа  $\text{MgSiO}_3$  или  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  хотя и не насыщали морской воды, но все же были обычно недалеко от насыщения. Поэтому как только в краевой части моря (или в центральной его области) осуществлялось осолонение морской воды, начиналась не только садка доломита, но обычно и садка магнезиальных силикатов типа сепиолита-керолита. При отсутствии в осадке глинистых минералов или очень малом их количестве названные магнезиальные минералы сохранялись в диагенезе и переходили в породу. При наличии глинистых минералов между ними и  $\text{MgSiO}_3$  (или  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) начиналось взаимодействие, в результате которого формировался палыгорскит, что определялось, видимо, в первую очередь количественными соотношениями между исходными компонентами.

Так как концентрация  $\text{SiO}_2$  в древних морях подобно концентрациям ее в морях современных *варьировала значительно и гораздо сильнее, чем содержание карбонатов*, то естественно, что магнезиальные силикаты бывали хотя и частым, но не обязательным спутником доломитообразования. Они возникали лишь в тех частях осолоняющихся морей, которые отличались повышенными — против обычных — содержаниями  $\text{SiO}_2$ , и где поэтому осолонение быстро приводило к насыщению раствора магнезиальными силикатами. На участках морей с пониженными исходными содержаниями  $\text{SiO}_2$  доломитообразование не сопровождалось одновременным накоплением магнезиальных силикатов.



Характерно, что пятнистые метасоматические седиментационно-диагенетические доломиты не содержат этих минералов. Очевидно, садка сепиолита-керолита из воды начиналась позже, чем садка доломита.

Одновременно с падением в послепалеозойское время в морской воде концентрации карбонатов имела место, по-видимому, и заметная убыль  $\text{SiO}_2$  (результат уменьшившейся силы химического выветривания?). Это привело к тому, что возможности химического выпадения силикатов магния резко убыли и их ассоциация с доломитом стала редким явлением. Это, так сказать, вымирающий парагенезис.

#### 10. О КАРБОНАТНЫХ И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ АРИДНЫХ ЗОН

Подобно терригенным породам породы тетрады  $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$  образуют крупные естественные сообщества, которые по главным формациеобразующим породам могут быть названы аридными карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. Их распространение, как видно из табл. 11, весьма неодинаково на разных структурных единицах земной коры.

Таблица 11

Развитие аридных карбонатных и терригенно-карбонатных формаций

| Группы формаций | Типы формаций   | Ряды формаций |   |                                   |                   |
|-----------------|---|---------------|---|-----------------------------------|-------------------|
|                 |   | Платформы     | Геосинклина-ли на стадии нормального режима | Геосинклинали на стадии замыкания |                   |
|                 |   |               |   | предгорные прогибы                | межгорные впадины |
| Морские         | Эпейрогенные  |               |   |                                   |                   |
|                 | 1. Формации морей с плоским и низким водосбором (карбонатные) . . . . .                 | ++++          | +   | -                                 | -                 |
|                 | 2. Формации морей с умеренно расчлененным водосбором (терригенно-карбонатные) . . . . . | ++            | ++  | -                                 | -                 |

Из табл. 11 явствует, что излюбленными площадями развития карбонатных формаций являются платформенные области, гораздо реже геосинклинальные в эпоху господства на них нормального геосинклинального режима; предгорные же впадины и межгорные котловины оказываются запрещенными для образования карбонатных аридных формаций. Это и естественно. В их генерации, как и в возникновении карбонатных гумидных формаций, решающую роль играет степень активности тектонического режима. Чем он активнее, тем интенсивнее принос в море разбавляющего обломочного материала, тем меньше шансов на возникновение именно карбонатной, а не смешанной карбонатно-терригенной формации. И потому платформы, эти типичные регионы пассивного тектонического режима, одновременно оказываются и наиболее богатыми карбонатными формациями. В геосинклиналях условия пассивного тектонического режима редки и ограничены по площади; отсюда редкость карбонатных формаций.

Аридные терригенно-карбонатные формации подобно гумидным возникают при более активном тектоническом режиме. Отсюда убыль их на платформах и более широкое развитие в геосинклиналях, но отсутствие

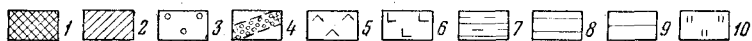
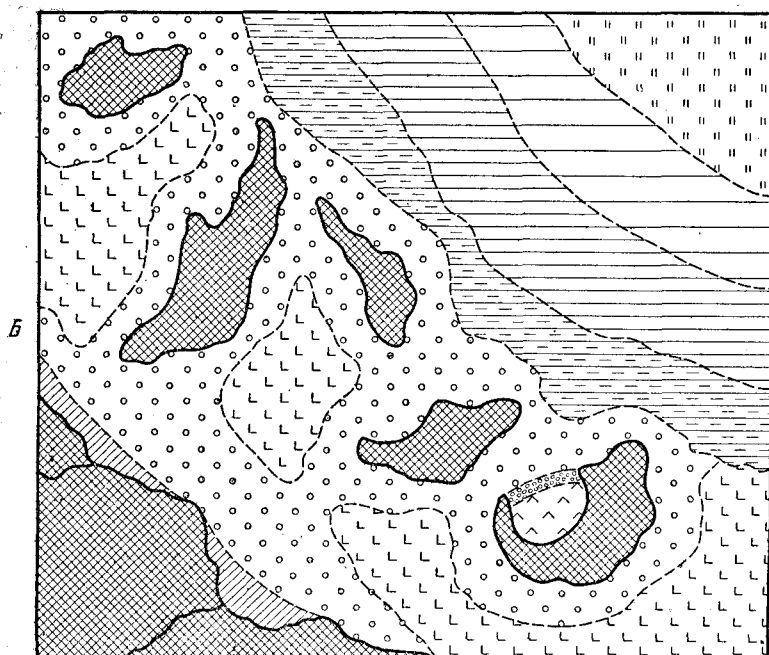
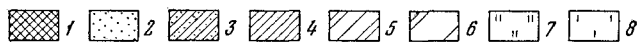
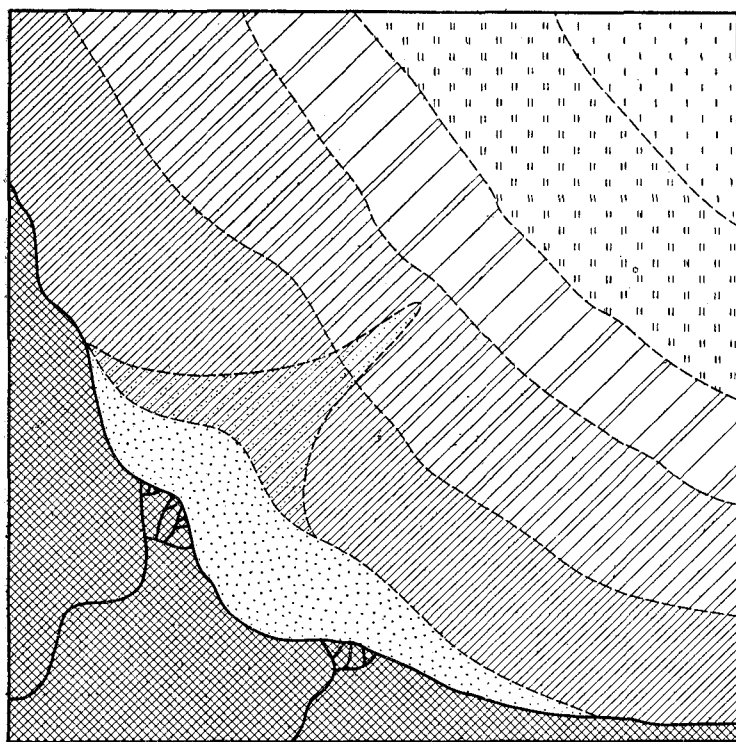
в живущих напряженной тектонической жизнью передовых прогибах и межгорных депрессиях складчато-деформирующихся геосинклинальных зон.

Состав и строение аридных карбонатных формаций изучены пока очень мало, притом лишь на платформенных объектах. Поэтому мы не будем характеризовать здесь всех типов карбонатных формаций, показанных в табл. 11, а остановимся всего на одном — платформенном.

Характерным представителем их являются отложения среднего и верхнего карбона Русской платформы. По подсчетам А. Б. Ронова [1956], площадь, занятая здесь отложениями  $C_2$ , составляет 2782,7 тыс. км<sup>2</sup> при средней мощности в 179 м; соответствующие показатели для  $C_3$  — 2204,3 тыс. км<sup>2</sup> при средней мощности 131 м. И в том и в другом случае однако, помимо карбонатных пород, развиты и обломочные; так, в толще  $C_2$  карбонатные породы составляют 462,4 тыс. км<sup>3</sup>, обломочные — 29,2 тыс. км<sup>3</sup>; в  $C_3$  соответственно 279,2 и 10,1 тыс. км<sup>3</sup>. Это дает среднюю скорость накопления карбонатных пород для  $C_2$  — 2,75 г/1000 л и для  $C_3$  — 2,00 г/1000 л.

Терригенные песчано-алевритово-глинистые породы, как правило, красноцветные, всегда более или менее карбонатные. Территориально приурочены к западной периферии формации, т. е. к окраине Московской синеклизы. Здесь они наиболее развиты в верейское время. Зона, ими занятая, здесь относительно узкая, но по отдельным горизонтам красные глинистые и мергельные породы довольно далеко проникают внутрь формации. Генетически это частью континентальные, частью дельтовые и прибрежно-морские накопления, оконтуривающие неширокой полосой береговую линию. Можно думать, однако, что местами эта терригенная лента, особенно у пологих берегов, отсутствовала и карбонатная седиментация начиналась прямо у уреза воды. В некоторых случаях в лагунах среди прибрежных отложений накапливались линзы гипса, как, например, в каширском ярусе на территории Калининской области.

На площади собственно карбонатных отложений для Московской синеклизы намечаются, по И. В. Хворовой (1953), две существенно различные фациальные области (фиг. 71, А, Б). Более прибрежная (западная) находилась в сфере воздействия волн на осадок и более или менее отвечала зоне взмучивания. У верхнего ее края образовывались грубые косо-слоистые известняковые пески и галечники, нередко имело место размывание осадков и существовали, по-видимому, острова и отмели, на берегах которых возникали эоловые известняки за счет перевеваемого ветром известкового материала. Здесь же обитало большое количество известковых водорослей — онколитов и существовали небогатая, специфическая, приспособленная, очевидно, к сильным волнениям, фауна *Meekella*, одиночные и колониальные кораллы, прикрепляющиеся фораминиферы и сверлящие моллюски. С удалением от берега в глубь моря влияние волнений на осадок ослабевало и вместе с тем обильней и разнообразней становилась фауна: брахиоподы, мшанки, криноиды, морские ежи, частью трилобиты, двустворки и т. д. Движениями воды и работой хищных животных раковины обычно дробились и превращались в более или менее мелкий детритус, а наиболее податливые раковины растирались в тончайший порошок. Но местами эти процессы дробления ослабевали и образовывались линзы биоморфных известняков. Наиболее тонкозернистый алевропелитовый детритусовый карбонатный материал взмучивался и движениями воды выбрасывался в более внутренние и глубокие части моря. Та же судьба постигала и тонкий хемогенный кальцит, возникавший в зоне взмучивания. Таким образом, периферическая зона карбонатной формации отличалась большим развитием органогенных детритусовых и биоморфных известняков при подчиненном значении пелитоморфных. Добавим, что средняя доломитность пород в этой периферической зоне  $C_2$  была



Фиг. 71. Фациальная зональность известково-доломитовой формации  $C_2$  на Русской платформе (по И. В. Хворовой).

А. В момент стабильного стояния моря. 1 — суша; 2 — внешняя зона периферической области с песчаными грунтами; 3 — внешняя зона периферической области с песчано-глинистыми грун-

понижена, а сами доломиты представлены метасоматическим типом, хотя временами (например, в каширское время) здесь были развиты (в Калининской области) пачки нормальных пелитоморфных доломитов с флюоритом (ратовкитом).

В более восточной, внутренней части формации в пределах Московской синеклизы среди карбонатных пород широко развиты пелитоморфные и шламмовые разности. Органический мир был беден и приспособлен к условиям илистого грунта. Характерную особенность внутренней зоны синеклизы составляет сильное развитие доломитов, порою нормальных, но чаще метасоматических, с высокой степенью доломитности. Здесь же в доломитах встречаются горизонты, обогащенные магниальными силикатами, а также линзообразные залежи гипсов небольшого простирания. Восточнее Московской синеклизы общий тип карбонатных пород в общем тот же, что в самой синеклизе, но степень доломитности их (по карте А. Б. Ронова) убывает и в тем большей степени, чем ближе к Уральской геосинклинали приближаемся. Очевидно, соленость моря постепенно понижалась, что и вызывало подавление доломитного процесса.

Существенную черту охарактеризованной среднекарбонатовой известково-доломитовой формации составляет *резкое проявление ритмического сложения*. Дно бассейна часто приподымалось, что вызывало кратковременные осушения обширной западной части бассейна, после чего погружения восстанавливались и карбонатная седиментация начиналась вновь. Такого рода циклы, имеющие стратиграфическое значение, прослеживаются, мало изменяясь, на огромных расстояниях, часто охватывая почти всю площадь Московской синеклизы.

Карбонатные формации, сходные с описанной среднекарбонатовой, распространены и на других платформах и возникали в самые разные времена. К их числу принадлежат: отложения швагеринового горизонта и спириферовых слоев  $P_2$  Русской платформы; нижнекембрийская толща Сибирской платформы (исключая галитовую формацию Иркутского амфитеатра и Березовского прогиба); карбонатные толщи ордовика, силура и девона Китайской платформы и Сев. Америки (исключая опять-таки участки галогенных формаций) и др. Всюду это отложения весьма мелководные и часто пелитоморфные (особенно в  $St$ ) и лишь участками органогенные; всюду значительно развита доломитизация, а иногда и сульфатизация пород; всюду следы частых локальных, а иногда и более широких подвижек; наконец, всюду очень малая абсолютная интенсивность карбонатного процесса, измеряемая 1,45—4,12 г/1000 л.

Наряду с этими общими чертами, у разных представителей этого типа формаций имеются и индивидуальные особенности. Они заключаются в большей или меньшей ширине и мощности периферических красноцветных песчано-алевритово-глинистых пород, в большей или меньшей доломитности и сульфатизации их и т. д. Еще большую индивидуальность при-

---

тами; 4 — внешняя зона периферической области с глинистыми грунтами; 5 — внутренняя зона периферической области с песчаными, глинистыми и карбонатными грунтами; 6 — внутренняя зона периферической области с глинистыми, мергелистыми и органогенно-обломочными грунтами; 7 — внутренняя область со шламмовыми и мелкофораминиферовыми грунтами; 8 — внутренняя область с карбонатными хемогенными грунтами.

Б. В момент сильного обмеления. 1 — суша континента и островов; 2 — предполагаемая область развития терригенных грунтов; 3 — литораль, покрытая известковыми осадками; 4 — бары, сложенные известняковым песком; 5 — лагуны с доломитовыми илами; 6 — тихое мелководье — зона накопления тонких известняковых илов, богатых остатками фауны; 7 — отмели открытого моря — зона формирования грубых органогенно-обломочных осадков; 8 — верхняя подзона внутреннего края мелководья, богато населенная фауной (кораллы, фузулиниды и др.); 9 — нижняя подзона внутреннего края мелководья, преимущественно с мелкофораминиферовыми и мелкодетритовыми грунтами; 10 — внутренняя область с тонкими карбонатными (шламмовыми) и мелкофораминиферовыми грунтами.

дает формациям локализация внутри них доломитов и сопровождающих их минералов: флюорита, целестина, гипса. В описанной выше среднекарбоневой карбонатной формации доломиты локализуются во внутренних ее частях; этот план повторяется и в некоторых других формациях, например — в визейской и в верхнекарбоневой Русской платформы. Но в других случаях доломитные породы, напротив, тяготеют к одному какому-нибудь краю ее или к периферическим участкам, например — в живетской, нижнепермской, казанской формациях.

Сопоставляя особенности состава и облика аридных и гумидных платформенных карбонатных формаций, нетрудно выделить то, что отличает первые от вторых. Это прежде всего парагенез с красноцветными песчано-алевритово-глинистыми породами; весьма резко возросшая средняя доломитность карбонатных пород; частое распространение среди них флюорита и гипса; накопление магниальных силикатов (пальгорскит, сениолит); резко выраженная мелководность осадков даже в центральных частях бассейнов. С относительно глубоководной меловой гумидной формацией известково-доломитовая аридная вообще имеет мало точек соприкосновения.

В терригенно-карбонатных, а также в геосинклинальных карбонатных формациях эти отличительные признаки выражены менее полно и отчетливо; формации как бы постепенно нивелируются по своим признакам. Это и естественно, ибо постепенное оживление тектонического режима, как было показано в томе II, подавляет яркость проявления климатических различий, хотя и никогда не уничтожает их полностью.

---

## Глава IV

### НАКОПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В АРИДНЫХ ЗОНАХ

#### 1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

На площадях гумидных зон накопления органического вещества чрезвычайно распространены и возникали как на площадях континентов (угли), так и в морских бассейнах (горючие сланцы). В аридных областях дело обстоит иначе. Засушливый климат приводил к тому, что по периферии аридных зон исчезала древесная растительность, и леса сменялись степями, в более же внутренних частях — исчезал и сплошной травяной покров и оставалась бедная, сильно разреженная флора; на больших участках ее не бывало и совсем (см. том II, фиг. 134). *В таких условиях естественно исчезали и накопления углей, возникавшие лишь на базе лесной растительности.* Только кое-где по периферии пустынь в благоприятных гидрогеологических условиях уцелевали крохотные оазисы с древесной флорой, оставлявшие после себя ничтожные угольные пластики мощностью в немногие сантиметры и доли их, ничтожного же простирания. В морях дело обстояло иначе. Поскольку усиленная генерация органического вещества, обогащавшего осадки и превращавшего их в морские сапропели, была связана не с подачей биогенных элементов с континента, а только с более энергичным вертикальным перемешиванием воды, подымавшим эти элементы из глубоких горизонтов в зону фотосинтеза, потенциальные возможности для возникновения горючесланцевых накоплений в морях аридных областей полностью сохранялись и нередко реализовались здесь в виде крупных битуминозных и горючесланцевых толщ и серий.

Такие накопления известны из самых разных территорий и различных стратиграфических горизонтов. К нижнему кембрию Сибирской платформы относятся известная синская свита на Алданском массиве (Зеленов, 1955) и аналогичные ей накопления вокруг Анабарского массива. В силуре формируются граптолитовые сланцы во многих местах северо-западной части Сибирской платформы (Мирошниченко). В девоне возникают отложения доманиковой фации, с равным успехом формировавшиеся как в регионах гумидного климата, так и в аридных областях; например, они слагают битуминозный горизонт обширного распространения между двумя галогенными свитами в Припятском прогибе и уходят отсюда, по-видимому, в Днепровско-Донецкую впадину; находки доманиковых отложений известны и на островах Ледовитого океана, в тогдашней северной аридной зоне. Огромные накопления морских битуминозных сланцев (black shales) известны и из девонских отложений США, из районов, локализованных в аридной области. К перми относятся известные

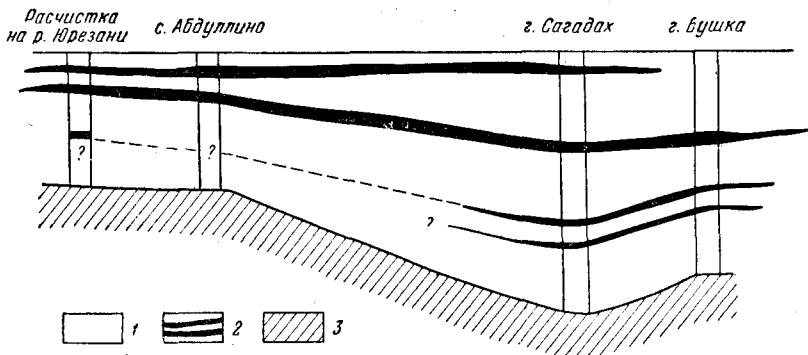
медистые сланцы цехштейна Германии, а у нас — абдуллинские и юрезанские горючие сланцы (Страхов 1934, 1935). В верхнеюрское время (киммеридж) возник небольшой горючесланцевый горизонт на Сев. Кавказе, описанный в свое время И. Г. Кузнецовым (1928). От третичного времени дошли многочисленные горючесланцевые горизонты в майкопе и сармате северного склона Кавказа, в Прикарпатье (менилитовая свита) и др. Приведенные примеры не исчерпывают случаев накопления органического вещества в морях засушливых зон, но их достаточно, чтобы убедиться в широком распространении здесь этого явления в прошлые геологические периоды.

В целом же история органического вещества в аридных областях подобно истории разобранный выше биклиматической группы своеобразно и резко трансформируется: *в ней выпадает седиментация континентальная и сохраняются накопления в морях, количественно во всяком случае не уступающие горючесланцевым накоплениям в морях гумидных зон.*

Что касается фашиально-генетических типов аридных горючих сланцев, то среди них, как и в гумидных поясах, можно различить планктоногенные и бентогенные, но по степени развития они существенно неодинаковы. В то время как планктоногенных горючих сланцев в аридных морях много, и они значительно варьируют по своим петрографическим признакам, бентогенные едва улавливаются, а известные их представители отличаются ничтожными размерами и приурочиваются к специфическим обстановкам. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим несколько примеров аридных горючесланцевых накоплений.

## 2. БЕНТОГЕННЫЕ ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Мне пришлось в начале 30-х годов изучать один горючесланцевый горизонт в низовьях р. Юрезани, у с. Абдуллина, который, по-видимому, относится к бентогенному типу, и потому, не располагая данными по другим, более удачным и демонстративным объектам, я вынужден остановиться на краткой характеристике абдуллинских сланцев.



Фиг. 72. Строение абдуллинских горючих сланцев.

1 — известняки; 2 — горючие сланцы; 3 — коралловые известняки подошвы.

Горючесланцевый горизонт располагается здесь на рифогенных коралловых известняках нижней перми (зона *Ps. urdalensis*) и достигает в наиболее мощной своей части всего 4,5 м; в горизонтальном направлении он прослеживается на 3 км от с. Абдуллина вверх по течению р. Юрезани и на столько же вниз; далее в обе стороны сланцы неизвестны. Внутри сланцевосного горизонта выделяются четыре пласта, обогащенных органическим веществом; при этом самый нижний известен лишь на горе Сагадак и

Бушка и имеет ничтожное распространение, отсутствуя в других разрезах: следующие два более распространены, особенно третей, (фиг. 72). В целом, следовательно, пласты представляют собою, в сущности, крупные линзы. Мощности их колеблются от 10 до 30 см; вмещающими породами служат органогенно-детритусовые светлые известняки.

Состав и строение горючесланцевых линз сильно изменяются от одного разреза к другому. С наибольшей ясностью изменения эти прослеживаются на третьей снизу линзе. В центральной своей части, в разрезе горы Сагадак, горючие сланцы представляют собой коричневатую-черную, очень плотную и очень легкую, хрупкую породу всегда с ясным смоляным блеском на изломе, очень однородную, углеподобную. В составе ее имеется 26—29% минерального нерастворимого остатка, 9—11% карбонатов, остальное — органическое вещество. Главная масса  $\text{CaCO}_3$  слагается пелитоморфным кальцитом, который залегает то явно сформированными отдельными комочками, то более или менее крупными линзами. Органическое вещество представлено пленками незначительных размеров, максимум 5 мм, темного красно-бурого цвета, бесструктурными. Залегают пленки то одиночками, вне связи друг с другом и не образуя сколько-нибудь различного слоя, то более или менее слоеобразно. Групповой анализ органического вещества показал наличие 2,56% битума (битум А — 1,78%, битум С — 0,78%) и 35,78% гуминовых кислот. Н. А. Иванчина-Писарева (Маслов, 1950) при микроскопическом изучении сланца обнаружила следы синезеленых водорослей — *Pila*, при мацерации же — остатки окаймленных пор, свидетельствующих об участии в образовании органической массы также высшей растительности. Из других органических остатков встречены лишь остракоды. С удалением от центральной части горючесланцевой линзы к ее краям характер породы быстро меняется. Вниз по течению у с. Абдуллина горючие сланцы представляют черный, очень плотный и тяжелый, однородный, сильно битуминозный мергель, распадающийся на плитки. Он содержит около 30% терригенного материала, 45% карбонатов, остальное — органическое вещество. Отчетливо видно резкое обогащение породы карбонатным материалом и сильное обеднение органическим веществом. Характерно появление большого количества органических остатков. В средних частях пласта это — отдельные обломки брахиопод, преимущественно продуктид. К нижней и верхней границам пласта количество раковинной дресвы делается столь большим, что порода приобретает характер своеобразного ракушника, изобилующего органикой. Ниже с. Абдуллина горючесланцевая линза переходит в темно-серый органогенно-обломочный известняк слабо обогащенный  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Кластического (терригенного) материала здесь всего 11—19%, карбонатов 66—81%,  $\text{C}_{\text{орг}}$  от 1,39 до 6,51%. Главнейшую часть породы образуют обломки брахиопод, членики криноидей и раковинки фораминифер (*Fusulina*, *Cribrostommum*, *Bigenerina*, *Rotalidae* и др.), обломки мшанок, наконец, водоросли из *Siphonales*.

Вверх по течению от Сагадака характер изменений петрографического облика горючесланцевых пород в общем тот же, только сами изменения происходят быстрее.

Сопоставляя петрографические особенности горючесланцевых линз с характером вмещающих их обычных органогенно-обломочных известняков, нетрудно видеть, что *разности сланца, располагающиеся в центре линз, резко отличны от вмещающих пород, тогда как краевые фации линз, наоборот, имеют с ними много общего.* В целом же главное отличие горючих сланцев от вмещающих пород заключается в обогащенности их органическим веществом и частично терригенным материалом. Последнего в сланце около 25%, во вмещающих же породах 10—15%.

Физико-географические условия образования абдуллинских горючесланцевых накоплений были своеобразны. Во времена, непосредственно



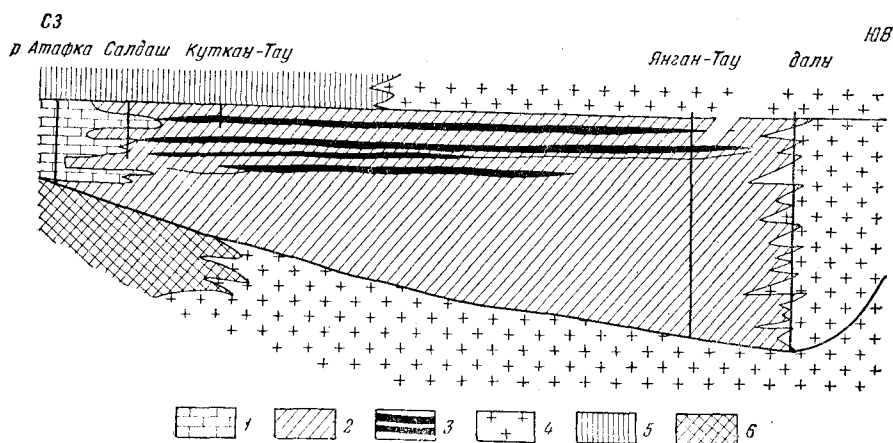
предшествующие их возникновению, территория была занята коралловыми рифовыми отложениями. Так как накопление последних никогда не идет равномерно во всем коралловом поле, но всегда одни точки роста опережают другие, то естественно рельеф коралловых слоев представлял собою неровную поверхность, где повышенные участки чередовались с западниками. Даже при слабых восходящих движениях такого неровного дна легко возникали серии более или менее заметных по размерам замкнутых или полузамкнутых котловин разнообразных очертаний, расположенных на базе крупной коралловой отмели с отдельными на ней островками. В таких мелких спокойных котловинках и происходило отложение абдуллинских горючих сланцев, что и обусловило крайнюю незначительность и изменчивость сланцевых линз. Ключ к пониманию источника органического вещества сланцев дает изумительное обилие в его составе гуминовых веществ. Как известно, гуминовые вещества возникают за счет разложения тел высших растений, причем разложение может идти либо автохтонно — на месте, либо аллохтонно, с последующим переносом и переотложением органического вещества. В нашем случае нет ни малейших указаний на существование континента да еще с торфяниками ни к западу, ни к востоку от изученного района. Кругом на сотни километров расстилалось море, и было бы, конечно, абсурдом допустить, что взвешенное и растворенное органическое вещество — гуминовые кислоты — транспортировалось через огромные расстояния с тем, чтобы накопиться затем в ничтожных по размерам лагунках среди коралловой отмели. Единственное объяснение происхождения гуминовых кислот — это допущение высшей растительности внутри тех котловин, где отлагались сланцы. Таким образом, мы должны представлять себе, что котловины и спокойные лиманоподобные заводи среди рифовой отмели были обитаемы не только донными животными и планктоном, но и донными же растениями, частью из водорослей, частью же из высших растений, причем последние были водными формами, аналогичными по экологическим признакам современной *Zostera*. При этом, судя по обилию гуминовых соединений, именно донная флора высших растений и была главным генератором органической массы горючих сланцев, хотя в разных котловинах конкретные соотношения бентосной и планктонной органики могли, конечно, варьировать. Ведущая роль донных растительных форм и позволяет рассматривать абдуллинские горючие сланцы как бентогенные.

### 3. ПЛАНКТОНОГЕННЫЕ ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Одним из характерных представителей этого типа являются так называемые юрезанские сланцы, изученные автором в 1932—1934 гг. (Страхов и Осипов, 1945). Стратиграфически они слегка моложе абдуллинских и подчинены морской толще битуминозных мергелей зоны *Ps. lutugini*, которая на западе, по р. Атафке, замещается органогенными, частью битуминозными известняками, на востоке же, начиная с горы Урдали, — песчано-глинистыми отложениями флишевого типа (фиг. 73). Ширина линзы на поперечном сечении от горы Салдаш до горы Урдали около 40 км; мощность в центральной части неизвестна, но больше 100 м, ближе к востоку достигает 250 м. К сожалению, протяжение линзы по длинной оси остается неустановленным, хотя известно, что на юге битуминозные мергели встречаются еще в разрезах хр. Каратау, на северо-востоке же прослеживаются до г. Красноуфимска; следовательно, протяжение линзы во всяком случае больше 200—250 км.

*Битуминозные мергели*, слагающие основную часть мергельной толщи, представляют собою темные, почти черные, тяжелые и плотные породы, обычно без макроскопически заметной слоистости, резко пахнущие биту-

мом при ударе. Минеральный нерастворимый остаток их колеблется от 15,03 до 50%, составляя в среднем из 33 определений 30,8%; сумма карбонатов — от 44,29 до 75,50%, в среднем 67,89%;  $C_{орг}$  — от 0,50 до 4,75% в среднем 1,31%. Карбонат в подавляющей своей части имеет сгустковое строение, но частично пелитоморфен с диаметром зерен около 1  $\mu$ ; некоторая часть его перекристаллизована в зерна от 0,01 до 0,09 мм. Органические остатки однообразны; это главным образом спиккулы губок, однолучевые или четырехлучевые, как правило, замещенные  $CaCO_3$ , причем можно



Фиг. 73. Строение южанских горючих сланцев.

1 — темные органические известняки; 2 — битуминозные мергели с прослоями глин и известняков; 3 — горючие сланцы; 4 — песчано-глинистые отложения флишевого типа; 5 — мергели таймырской свиты; 6 — перекристаллизованные известняки с *Productus cora*.

наблюдать все постепенные ступени метасоматоза. Наряду с ними встречаются отдельные мелко перетертые обрывки раковин брахиопод, относительно редкие, и еще более редкие обломки мшанок и криноидей. Неголько чаще наблюдаются раковинки фораминифер типа *Nodosaria*, *Binenerina*, *Spirillina*, а также «сферы» — идеально округлые тела, сложенные агрегатом зерен кальцита, либо одним кристаллическим индивидуумом его. Характерно, что целые раковины брахиопод (чаще всего *Productus irginae*) и пелеципод (*Edmondia*) встречаются обычно единицами и только редко сгущиваются большими массами, образуя прослой ракушечников. Они были обнаружены во всех трех разрезах, но чаще всего на горе Салдаш. Количество органического детрита также повышено в западных разрезах. Кроме остатков животных встречаются и растительные и, пожалуй, чаще первых; обычно это отпечатки стволов каламитов, реже обрывки листьев. Обломочный материал представлен тонкой глинистой мутой и редкими зернами крупноалевритовой и мелкопесчаной размерности; количество их больше в восточных разрезах. Органическое вещество частью диффузивно рассеяно в породе, окрашивая ее в светло-коричневый цвет, частью образует красно-бурые, просвечивающие пленки размерами от 0,2 до 0,65 мм. Изредка встречаются также фюзенизированные черные непрозрачные обрывки растительных тканей в 0,1—0,3 мм. Из минеральных новообразований обилён пирит, с которым иногда ассоциируется халькопирит.

Изменения в количественных соотношениях основных компонентов мергелей приводят к появлению в разрезе мергельной толщи разновидностей их, то переходящих в глинистые известняки, то в известковистые глины. Обычно это сопровождается уменьшением в породе  $C_{орг}$ . И известняки и глины,

однако, встречаются редко и своим присутствием не нарушают общей монотонности разреза.

*Горючие сланцы*, располагающиеся в верхней трети разреза мергельной толщи, представляют собою, в сущности, те же мергели, только избыточно обогащенные органическим веществом.  $C_{орг}$  в них содержится в количестве от 5,21 до 14,74%; это означает что органического вещества в горючих сланцах в 5—8 раз больше, чем в собственно мергелях, это приводит к более густой коричневой окраске породы в шлифе и возрастанию количества красно-бурых пленок органического вещества. В некоторых шлифах горючих сланцев встречены несомненные споры и обрывочки кутикулы; последние чаще, чем в обычных мергелях. Структура карбонатов и соотношения их с терригенным материалом в горючих сланцах неотличимы от таковых в мергелях.

Породами, замещающими мергельную толщу на западе, являются известняки, наиболее полно развитые в разрезе по р. Атафке. Это темно-серые плотные породы с неправильным изломом, часто битком набитые цельными скелетами или обломками организмов. Чаще всего встречаются фораминиферы (*Fusulina*, *Nodosaria*, *Rotalia*), далее криноидеи, затем брахиоподы (*Marginifera*, *Productus*, *Spirifer* и др.), мшанки, спикулы губок остракоды, кораллы, водоросли (*Mizzia*).

По развитию и сочетанию разных групп организмов выделяются *фузулиново-криноидные*, чаще всего встречающиеся, известняки, *маргиниферовые банки*, залегающие прослоями среди фузулиново-криноидных, и *мшанковые*. Цементом раковинного детритуса в подавляющем большинстве является пелитоморфный карбонат, значительно загрязненный глинистым материалом. В составе его иногда заметную роль играют кальцифицированные спикулы губок. Встречаются также алевитовые и мелкопесчаные зерна обломочных минералов. Узнаваемое органическое вещество в виде чешуек наблюдается редко. Нетрудно видеть, что цемент детритусовых известняков близко напоминает битуминозные мергели. В западных частях битуминозно-мергельной линзы детритусовые известняки по существу являются мергелями, весьма резко обогащенными обломками скелетов организмов. Естественно поэтому, что когда поступление органогенного детритуса временами ослабевало, в разрезе по р. Атафке накоплялись небольшие пластинки мергельных пород, весьма близких к породам расположенной восточнее мергельной толщи. Мощность таких прослоев в разрезе по р. Атафке мала; но на горе Салдаш они слагают уже главную часть разреза, а органогенно-детритусовые известняки — резко подчиненную.

Отметим еще одну интересную черту атафской фации. Она отличается весьма обильными и разнообразными признаками окремнения. В этом отношении она резко отлична от залегающей восточнее битуминозно-мергельной фации. Там наблюдаются обильные следы выноса  $SiO_2$  и замещение ее кальцитом, на что указывает интенсивная кальцификация спикул губок. В атафской фации, наоборот,  $SiO_2$  избыточно замещает кальцит. Естественно думать, что мы имеем здесь два сопряженных генетически процесса и что кремнезем, выносившийся из битуминозных мергелей, мигрируя латерально, производил (в диагенезе) окремнение атафских отложений.

Песчано-алевитовые отложения и глины, замещающие мергельную толщу по восточному ее борту, имеют обычный для передовых прогибов полимиктовый состав.

Остановимся теперь кратко на физико-географических условиях образования описанной толщи и на причинах, вызвавших ее обогащение органическим веществом.

Физико-географические условия раскрываются следующими фактами. Органический мир, населявший бассейн в целом, отличался богатством и

разнообразием. В западной части водоема, на площади развития атафской фации, помимо многочисленных родов брахиопод, жило очень много мшанок, криноидей, фораминифер, губок, кораллов, остракод, палеципод, гастропод; изредка встречались даже трилобиты и головоногие моллюски. По своему богатству органический мир в век *Ps. lutugini* здесь не отличим от нормального морского. Восточнее, на площади развития мергельных битуминозных отложений, он резко беднел, но это вызывалось, видимо, большой глубиной бассейна и частью характером грунта; тем не менее брахиоподы и головоногие обитали и здесь. Можно думать поэтому, что *главный фактор, определявший состав биоса, — соленость была нормальной во всех частях бассейна и не уклонялась сколько-нибудь существенно ни в сторону опреснения, ни в сторону осолонения.*

Характерно, что во всех без исключения частях изученного профиля породы содержат донные формы, бентос. Даже в наиболее бедной органическими остатками срединной части толщи имеются губки, брахиоподы, фораминиферы, причем брахиоподы дают местами даже небольшие ракушниковые накопления. Это свидетельствует, что необходимый для дыхания животных кислород во всех частях бассейна подавался до самого дна, иными словами, что газовый режим бассейна также был нормальным. Если у дна моря содержание кислорода и было несколько понижено, то во всяком случае совершенно незначительно.

Очень важную черту бассейна раскрывает распределение органических форм по разным типам пород битуминозной толщи.

Как указывалось, наиболее богатая и разнообразная фауна обитала на площади развития органогенно-детритусовой атафской фации. Здесь же жили и известковые водоросли (*Mizzia*). Эти факты с достоверностью указывают на мелководный характер западной области моря. В центральной части профиля, где развиты битуминозные мергели, органический мир сразу резко обедняется. Здесь обитал по существу лишь губковый биоценоз, к которому присоединяются немногие брахиоподы и мелкие фораминиферы. Нет ни водорослей, ни фузулин, этих типичнейших представителей верхнепалеозойских мелководных форм. Эти соотношения делают несомненным, что территория битуминозно-мергельных отложений представляла собою явно выраженную депрессию относительно более западной атафской зоны. На востоке депрессия захватывала еще область флишевых отложений, где достигала, вероятно, максимальной выраженности, а затем дно начинало подниматься и где-то восточнее современных выходов несомненно обозначался восточный борт депрессии. Таким образом, битуминозно-мергельные осадки накапливались в центральной, наиболее глубоководной части предуральского прогиба, имевшего тогда вид длинной желобообразной рывины перед растущими уральскими складками.

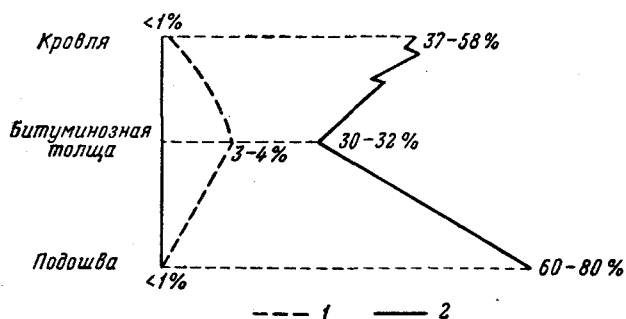
Как известно, такая конфигурация прогиба наметилась задолго до времени возникновения битуминозно-мергельной толщи.

В век ее образования имелись, однако, и некоторые индивидуальные черты палеогеографии, существенные для понимания механизма накопления органического вещества в осадках. Эти особенности следующие. *Во-первых*, в эпоху отложения пород битуминозно-мергельной толщи флишевая фация была отодвинута значительно дальше к востоку сравнительно с моментами предыдущим и последующим. *Во-вторых*, западная органогенно-обломочная фация также была несколько отодвинута к западу же, что позволило мергелям проникнуть на запад несколько дальше, чем это было до сих пор. *В-третьих*, на территорию центральной части депрессии в эпоху накопления битуминозных мергелей обломочного материала приносилось значительно меньше, чем до и после этого момента. В самом деле, минеральный нерастворимый остаток в породах, подстилающих битуминозно-мергельную толщу, составляет 60—80%, в битуминозных мергелях 30—32%, в породах их кровли 37—58%.

Все эти факты позволяют думать, что в эпоху отложения битуминозно-мергельной толщи предуральский прогиб испытывал временное расширение против того, что было, и притом с обеих сторон: и с запада и с востока. Это расширение вызвало некоторое продвижение береговой линии на восток, что и привело к уменьшенному поступлению обломочного материала в центральную часть котловины. Таким образом, *специфика эпохи отложения битуминозно-мергельной толщи по сравнению с предшествующим и последующим моментами состояла во временном расширении бассейна или в некоторой трансгрессии его.*

Мы можем теперь обратиться к вопросу о механизме накопления органического вещества в битуминозно-мергельной свите. Два обстоятельства подлежат здесь разъяснению: чем обуславливалось то незначительное общее возрастание  $C_{орг}$  (в %), которое характеризует собою битуминозные мергели? И что вызывало появление в верхах мергельной свиты горючих сланцев?

Для решения первого вопроса сопоставим колебания в содержании органического вещества с изменениями в количестве обломочного материала. Такое сопоставление сделано на диаграмме (фиг. 74). Из нее видно, что общее небольшое обогащение битуминозно-мергельной толщи органическим веществом совпадает со временем ослабленного приноса обломочного материала. Мне кажется, что *здесь не простое совпадение, но причинная связь; иначе говоря, ничтожное обогащение мергелей  $C_{орг}$  обязано в основном не активному повышенному накоплению в осадках органического вещества, а резко уменьшенному приносу разбавляющего обломочного материала.* Иным был механизм образования горючесланцевых

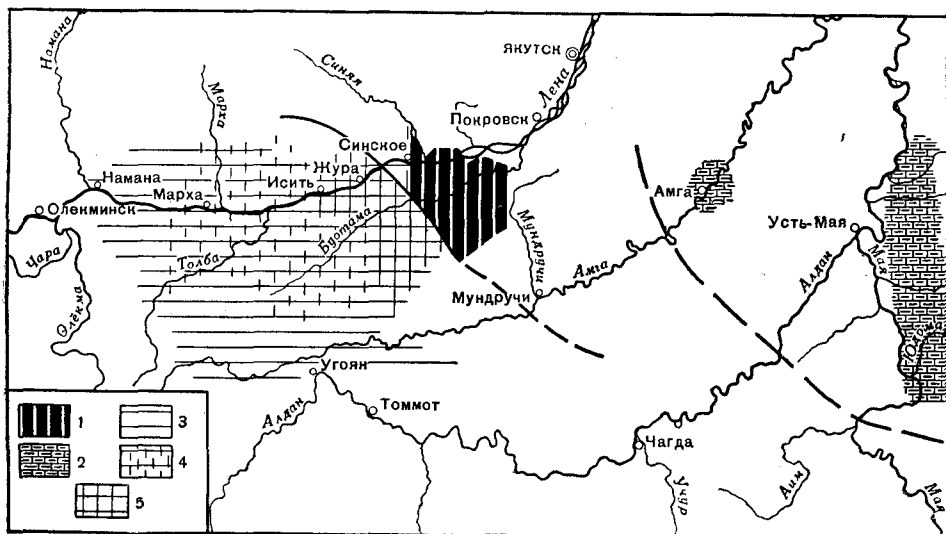


Фиг. 74. Соотношение  $C_{орг}$  и обломочного материала в толще битуминозных мергелей р. Юрезани.

1 — органическое вещество; 2 — обломочный материал.

прослоев, обогащенных  $C_{орг}$  значительно — от 5,2 до 14,4%. При характеристике их отмечалось, что петрографически они тождественны с обычными битуминозными мергелями и содержат лишь резко возросшее количество пленок и прожилков органического вещества, а в некоторых шлифах и спор. Важно, что количество терригенного компонента в горючих сланцах то же, что в обычных мергелях. Эти факты доказывают, что *в отличие от последних обогащенность органикой горючих сланцев отнюдь не представляет собою отраженного явления, связанного с колебаниями в приносе терригенного компонента, но вызвано реальным усиленным поступлением в осадок органического вещества.*

Что же было причиной такого поступления? Ею могло быть: 1) усиленное эпизодическое развитие планктона и 2) временный усиленный принос органики с берега. Последнее обстоятельство, однако, маловероятно, так как к западу от области накопления горючих сланцев на огромном расстоянии расстилался водный покров, на востоке же формировалась



Фиг. 75. Фациальные зоны в век отложения синской свиты (по К. К. Зеленову).

1 — сланцеватые известняки шельфа нормального открытого моря, обогащенные органическим веществом; 2 — сланцеватые мергели и окремнелые известняки нормального открытого моря, обогащенные органическим веществом; 3 — фациальная область осолоняющейся лагуны; 4 — переслаивание известняков и доломитов в окраинной части лагуны; 5 — область перехода от лагуны к открытому морю.

интенсивно разрушавшаяся Уральская складчатая горная страна, на площади которой едва ли были благоприятные условия для накопления органического вещества. Во всяком случае никаких угленосных толщ, за счет размыва которых мог бы усиливаться приток органического вещества в наш бассейн, на восточном склоне Урала от того времени неизвестно. Приходится принять, что источник органики был в самом бассейне и состоял в периодически наступавших «цветениях планктона», что представляет собою обычное явление в морских бассейнах. Привлечение именно планктона, а не фитобентоса подсказывается заметными глубинами центральной части бассейна и, в частности, отсутствием на ней всяких признаков водорослевого бентоса.

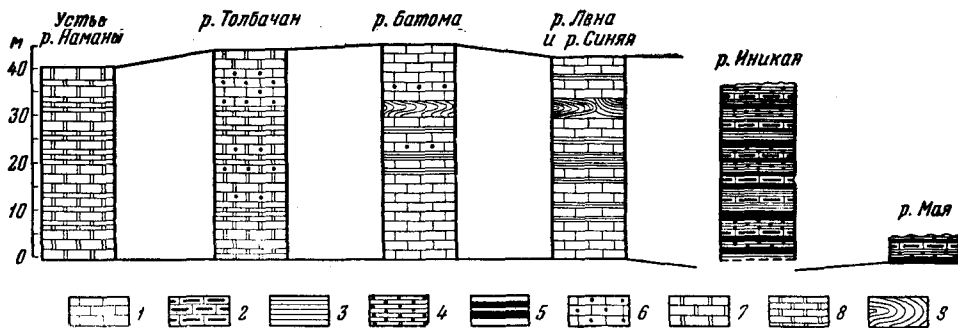
Итак, механизм накопления органического вещества в битуминозных мергелях зоны *Ps. lutugini* был довольно сложный. Слабое обогащение *S<sub>орг</sub>* обычных мергелей было в основном явлением пассивным, вызванным уменьшенным приносом в бассейн в это время разбавляющего терригенного материала. Возникновение же горючсланцевых прослоев было следствием активного процесса усиленного поступления органического материала из планктонной пленки, переживавшей тогда эпизодически происходившие «цветения фитопланктона».

В рассмотренных примерах горючсланцевые накопления, несомненно принадлежащие аридной зоне, возникли все же в водоемах, не ассоциирующихся с галогенными фациями и не несущих явных признаков сколько-нибудь повышенной минерализации воды. Но встречаются и такие, где подобного рода ассоциации налицо. Весьма ясны фациальные переходы морских фаций в отложения осолоненного водоема в синском горизонте нижнего кембрия Сибирской платформы (Зеленов, 1955).

Горизонт этот выходит по северной окраине Алданского массива на протяжении свыше 300 км по широте.

Петрографически он сложен довольно разнообразными породами: сланцеватыми алевритовыми мергелями, иногда окремнелыми, черными сланцеватыми известняками, наконец, битуминозными доломитами.

В локализации этих пород выделяются три долготно ориентированные зоны (фиг. 75, 76). Восточная объединяет разрез рек Май и Иникана, правых притоков Алдана, а также разрез скважины на р. Амге. В пределах ее развиты битуминозные породы, содержащие до 60% пелитового и алевроитового терригенного материала; порою породы окремнены. В них довольно много остатков скелетных частей организмов — трилобитов, брахиопод, птеропод, губок, фораминифер. В следующей к западу, центральной зоне содержание обломочного материала резко убывает, причем



Фиг. 76. Схема изменения разрезов синского горизонта (по К. К. Зеленову).

1 — афанитовый известняк; 2 — крупнокристаллический известняк; 3 — черный сланцеватый известняк; 4 — сланцеватый алевроитовый мергель; 5 — окремненный сланцеватый алевроитовый мергель; 6 — суточный известняк; 7 — крупнокристаллический доломит; 8 — пелитоморфный доломит; 9 — сланцеватый известняк, смятый в результате подводных оползней.

он сохраняется почти исключительно в средней части разреза; главная масса пород синской свиты представлена здесь известняками, обычно черными, перекристаллизованными или сланцеватыми, переслаивающимися с битуминозными афанитовыми; резко убывает окремнение. Содержание органического вещества в отдельных прослоях здесь достигает максимума, равно как и количество остатков фауны. Западная зона охватывает западные разрезы рр. Лены, Амги и Ботома, а также скважины у устья рек Наманы и Русская речка. Вскрыты здесь породы составляют пачку битуминозных доломитов, мелкозернистых и пелитоморфных. Прослой известняков в разрезе Лены образуют всего около  $\frac{1}{3}$  свиты; на Ботоме известняков еще меньше, а в скважине у устья Намана и на Амге они совершенно отсутствуют. Органического вещества в доломитной пачке значительно меньше, чем в известняках синской свиты, однако содержание его остается максимальным по сравнению с подстилающими и покрывающими породами. Фауны почти нет.

Эта смена отложений с востока на запад свидетельствует, что водосборная часть бассейна, питавшая водоем обломочным материалом, располагалась очевидно, к востоку от современных выходов синской свиты. Область накопления битуминозных известняковых отложений локализована на достаточном расстоянии от берега, в пелагической зоне бассейна, куда достигало очень мало обломочных частиц, а также и аутигенного кремнезема. Судя по органическим остаткам (губки, трилобиты, брахиоподы, птероподы), соленость бассейна в его восточной и центральной зонах была нормальной — для того времени, разумеется. Появление нормальных доломитов в западном направлении означает, что в этой части бассейна намечалось некоторое, хотя и очень небольшое, осолонение морской воды; еще западнее шла резко осолоненная часть бассейна, где отлагались гипсы. Характерно, что в осолоненной зоне накопление органического вещества в осадке сразу же упало до низкого уровня, и формирование горючсланцевых отложений прекратилось.

#### 4. НАКОПЛЕНИЕ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ И СОЛЕНОСТЬ АРИДНЫХ МОРСКИХ ВОДОЕМОВ

Окидывая общим взглядом приведенные примеры аридных горючесланцевых накоплений, нетрудно подметить в них следующую характерную черту. *Хотя все они возникли заведомо в аридных зонах, соленость бассейнов, накапливавших органическое вещество, никогда в уловимой степени не отличалась от нормально-морской.* Нужно сказать, что и в других случаях наблюдалось, по-видимому, то же самое. Доманик, отлагавшийся в аридных бассейнах, неотличим от возникшего в гумидных поясах. Горючие сланцы цехштейна и абдуллинские не несут никаких признаков осолонения водоема. Майкопские и неогеновые горючие сланцы Кавказа отложились не в осолоненных, а напротив, в опресненных водоемах. К этому надо добавить, что *толщи нормальных седиментационных доломитов обладают обычно ничтожными содержаниями  $S_{орг}$  и никогда не содержат горючих сланцев.* Полностью отсутствуют заметные накопления  $S_{орг}$  в гипсовых и тем более галогенных формациях.

Все эти факты приводят к выводу, что *накопление органического вещества в морских осадках до стадии горючих сланцев оказывается чувствительным к минерализации морской воды и осуществлялось лишь в таких водоемах аридных зон, соленость которых практически не возвышалась над нормально-морской.* С появлением повышенной минерализации формирование горючих сланцев в аридных зонах быстро прекращалось. Это обстоятельство весьма характерно отражается в том, что *горючие сланцы парагенетически связаны только с известковыми или известково-глинистыми отложениями, т. е. с породами, у которых практически отсутствовала или была весьма низка доломитизация.* Состав карбонатного компонента в данном случае может служить своего рода мерилем отклонения минерализации воды от нормы. Чем вызвано такое резкое ограничение горючесланцевых накоплений соленостями, не отличимыми от нормальных соленостей морской воды, остается пока неясным, но наличие самого ограничения сомнений не вызывает.

Морские накопления органического вещества не образуют самостоятельных формаций, но и в гумидных и аридных областях участвуют в составе терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных формаций. Планктоногенные типы их занимают обычно срединные части формаций, несколько сдвигаясь в ту или иную сторону, бентогенные — вкраплены в самых различных частях формационных тел, без ясных закономерностей.

#### 5. ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ АРИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА НА НАЧАЛЬНОЙ СТУПЕНИ ЕГО РАЗВИТИЯ

Мы подробно анализировали в предыдущем аридный литогенез на самой начальной ступени развития, когда он протекал в водоемах малой минерализации, с тем чтобы уловить его специфику сравнительно с литогенезом гумидным, совершавшимся при соленостях практически таких же, либо очень близких. Сейчас мы можем подвести итог нашим наблюдениям и резюмировать вкратце полученные выводы.

1. *Процессы гранулометрической сортировки протекали в аридной зоне совершенно так же, как в гумидной.* Но в генезисе вещественного состава терригенных пород появляется ряд характерных отличий. *Накопление кварца в песчано-алевритовых осадках и каолинита в глинистых происходило не за счет их генерации в пределах самих аридных областей, а за счет либо привноса их из зон гумидных, либо за счет переотложения древних олигомиктовых и каолиновых пород в субстрате аридных областей.* Иначе говоря, мезомиктовые и олигомиктовые обломочные породы и богатые каолинитом глины, отлагавшиеся в аридных водоемах на стадии



их малой минерализации, являются образованиями унаследованными, а не вновь возникшими. *Широкое развитие унаследования в вещественном составе терригенных аридных отложений признаков иного — гумидного — пороодообразования является характерной отличительной особенностью аридного литогенеза в его начальной стадии.*

2. Сухость климата приводит к тому, что Al — Fe — Mn лишаются подвижности в коре выветривания и их рудные накопления исчезают из числа рудных фаций аридных областей. *Их замещают рудные накопления Cu — Pb — Zn, которые являются, таким образом, аридным гомологом гумидной рудной триады.* Но образование этих руд на площади аридных областей происходило не повсеместно, а лишь там, где сочетались первичные более или менее заметные концентрации в субстрате Cu — Pb — Zn в виде сульфидов с активным тектоническим режимом, порождавшим вертикальную климатическую зональность водосборов. В увлажненных приподнятых территориях происходило выветривание сульфидов материнских пород, и металлы начинали мигрировать в виде сульфатных растворов; в сухих пониженных котлованах с богатой карбонатами водой и с высоким рН сульфаты переходили в основные карбонатные соли и накапливались в осадке. В диагенезе они замещались вновь сульфидами и, энергично перераспределяясь, создавали осадочные руды Cu—Pb—Zn. Эти руды, будучи образованием моноклиматическим, являются, следовательно, специфической особенностью аридного литогенеза на начальной ступени его развития.

3. Накопление членов биклиматической группы P — CaCO<sub>3</sub> — MgCO<sub>3</sub> — SiO<sub>2</sub> в условиях аридной зоны также характерно видоизменяется. Садка всех их резко интенсифицируется, особенно у первых трех членов группы; биогенные процессы в накоплении CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>, напротив, резко ослабевают, вытесняясь чисто химическими; геохимический цикл магния пересекается с геохимическим циклом кремнезема, в результате чего в осадках широкое распространение приобретают магнезиальные силикаты и алюмосиликаты.

4. Благодаря исчезновению лесного покрова на континентальных площадях аридных зон прекращается угленакopление. Но концентрация органического вещества в осадках морских водоемов продолжается с неслабевающей силой сравнительно с тем, что имеет место в бассейнах зон гумидных; при этом сами горючие сланцы по-прежнему и бентогенного и планктоногенного типов. Характерно, что горючесланцевые отложения в аридных водоемах ассоциируются только с известковыми карбонатами, но никогда с доломитами; это указывает, что горючесланцевые накопления представляют собою своеобразные стеногалинные фации, формировавшиеся лишь в морях нормальной солености и не переносившие даже ограниченных отклонений минерализации от морской нормы (в данных условиях времени, конечно).

5. Скудость растительного мира в аридных областях влечет за собою крайнюю бедность C<sub>орг</sub> в осадках, особенно субаэрального типа, но нередко и в морских. Окисленное железо таких осадков, естественно, не редуцируется, и они приобретают красную окраску, становятся красноцветными. В то же время резкое и повсеместное развитие карбонатосаждения приводит к заметному накоплению в красноцветных толщах известкового компонента, делает их карбонатными. Такие красноцветные карбонатные толщи весьма распространены среди отложений аридных зон, и ясно отличают их от более редко встречающихся красноцветных бескарбонатных гумидных отложений.

6. Диагенетические преобразования отложений аридных слабо минерализованных водоемов протекают в общем так же, как и отложений гумидных; все же имеются и некоторые новые черты. При накоплении в осадках Cu — Pb — Zn до стадии руд сероводород потребляется целиком

или почти целиком этими тяжелыми металлами. Самостоятельных сульфидов железа не образуется совсем или их ничтожное количество. Перераспределение аутигенных минералов в рудах  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  достигает в диагенезе огромной силы и становится важным рудообразующим фактором, без участия которого рудных тел собственно не возникает. Иначе говоря, *рудная триада*  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  *целиком принадлежит к типу седиментационно-диагенетических накоплений, тогда как в гумидной триаде*  $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$  *господствуют собственно седиментационные руды.* В биклиматической тетраде  $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$  вторичное перераспределение доломита и силикатов магния также часто достигает огромной силы, приводя к возникновению колоссальных сложно построенных линз, пластов, штоков метасоматических доломитов и горизонтов сепиолитов. В общем создается впечатление, что *в отложениях аридных слабо минерализованных водоемов процессы диагенетического перераспределения аутигенных минералов достигают значительно большей интенсивности сравнительно с тем, что имеет место в бассейнах зон гумидных.* Но эти перераспределяющиеся компоненты отличаются одновременно гораздо большей геохимической подвижностью.

7. Что касается формаций, возникавших на начальном этапе аридного литогенеза, то их группы, типы и даже отдельные представители по существу повторяют группы, типы и представителей гумидного семейства. Все же наличие только что перечисленных качественных и количественных особенностей начального этапа аридного литогенеза придает его формациям ярко выраженные индивидуальные черты сравнительно с гумидными. Учет этих индивидуальных черт крайне важен для правильного понимания соотношений между аридным и гумидным типами литогенеза вообще. Вспомним, что литогенез аридный осуществляется на базе осадочного материала, поступающего в аридные бассейны главным образом из соседних по горизонтали и вертикали гумидных зон. Вещественно этот материал тот же, что вносится в водоемы гумидных зон, и потому можно было бы сказать, что самые начальные моменты литогенеза аридного будут, так сказать, копировать черты литогенеза гумидного. Отсюда недалеко до мысли, будто аридный литогенез вообще есть не что иное, как простое продолжение литогенеза гумидного, простое наращивание его новыми чертами и процессами. В действительности дело обстоит совсем не так. Уже на самой начальной ступени развития аридного породообразования, когда солености водоемов в обеих климатических зонах неотличимы (или едва отличимы), литогенез аридный четко и разнообразно отличается от литогенеза гумидного. *Здесь мы видим новый пример тому, как видоизменяется история одного и того же вещественно осадочного материала в разных физико-географических условиях. Эти видоизменения и новые черты и заставляют считать аридный литогенез не просто продолжением и расширением литогенеза гумидного, а особым, новым типом, обособляющимся от гумидного уже на самом первом этапе своего существования.*

В дальнейшей истории осолонения аридных бассейнов специфика литогенеза засушливых областей выступает все более ярко. Но появление этой специфики легко улавливается уже с самого начала существования аридных бассейнов, если, конечно, вести исследование сравнительно-литологически, непрерывно сопоставляя седиментогенез и диагенез в водоемах аридных и гумидных областей.

---

## Часть вторая

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО ГАЛОГЕНЕЗА

### Глава I

## ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ И ИХ ОСАДКИ

При прогрессирующем осолонении осадкообразование в водоемах аридной зоны приобретает своеобразные черты, делаясь все более ярко выраженным *галогенным*, т. е. вовлекая в осаждение все более растворимые соли.

Приступая к изучению галогенеза, отметим сразу же одно характерное обстоятельство: *фациальные условия галогенеза современного и древнего резко различны и в известной мере даже противоположны*. В настоящее время галогенные отложения накапливаются чаще всего в озерах и редко в соляных, отшнурованных от моря, заливах и лагунах, в прошлые же эпохи они были связаны почти исключительно с разнообразными водоемами морского генезиса. Таким образом, с фациальной точки зрения галогенез современный и древний как бы дополняют друг друга. На первый взгляд такая разница обстановок исключает применение сравнительно-литологического метода к анализу соленакопления. На деле же именно галогенез является процессом, на котором с особой ясностью можно убедиться в плодотворности сравнительно-литологического метода и в способности его открывать новые стороны в сложных природных явлениях, если только применять принципы этого метода не механически, а с учетом особенностей исследуемых объектов.

Неодинаковость фациальных обстановок древнего и современного галогенеза заставляет изучить вначале ход и закономерности этого процесса в современных соляных водоемах, а затем уже обратиться к анализу специфики его в бассейнах геологического прошлого.

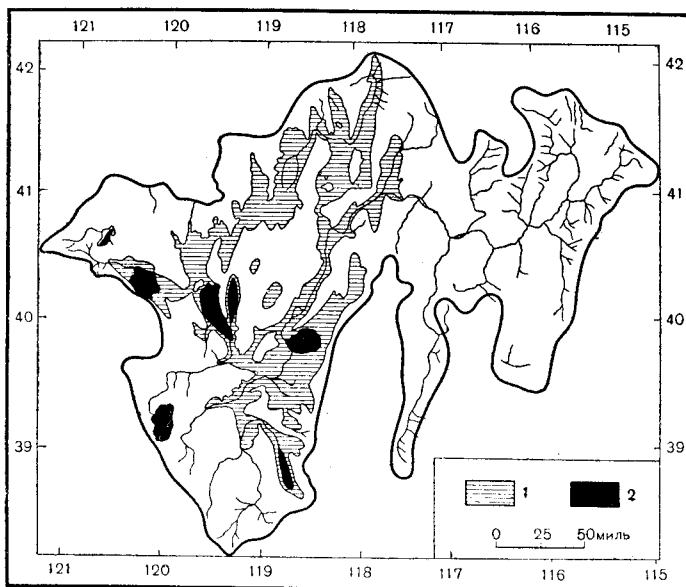
### 1. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЗЕР КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В конце ледниковой эпохи, в момент формирования за счет талых вод ледника, озера современной аридной полосы представляли собою крупные полноводные бассейны, понятие о которых может дать палеогеографическая схема оз. Лагонтан в США, предка нескольких современных озер (фиг. 77). В дальнейшем, с усилением засушливости климата, эти начальные крупные бассейны, несмотря на приток воды из соседних гумидных зон, прогрессивно заполнялись осадками, усыхали и одновременно осолонялись вплоть до их современного состояния.

В общей идеальной схеме усыхания и осолонения озер выделяются четыре ясно очерченные стадии (фиг. 78). Первая отвечает озерам, в которых *отлагаются обычные терригенно-карбонатные осадки без примеси*

*твердых фаз растворимых солей.* Озера в это время обладают наибольшими площадными размерами и глубиной, но постепенно все больше сокращаются. У крупных озер, живущих тектонической жизнью, это прогрессивное сокращение фиксируется небольшими террасками (озера Большое Соленое, Баскунчак); у озер экзогенного происхождения — зоной солончаков и топей между начальным берегом и современным урезом воды.

Во вторую стадию озеро настолько осолоняется, что садит сульфаты и хлориды, но еще характеризуется наличием поверхностной рапы (т. е.



Фиг. 77. Усыхание послеледникового озера Лаготан (по Лотце).

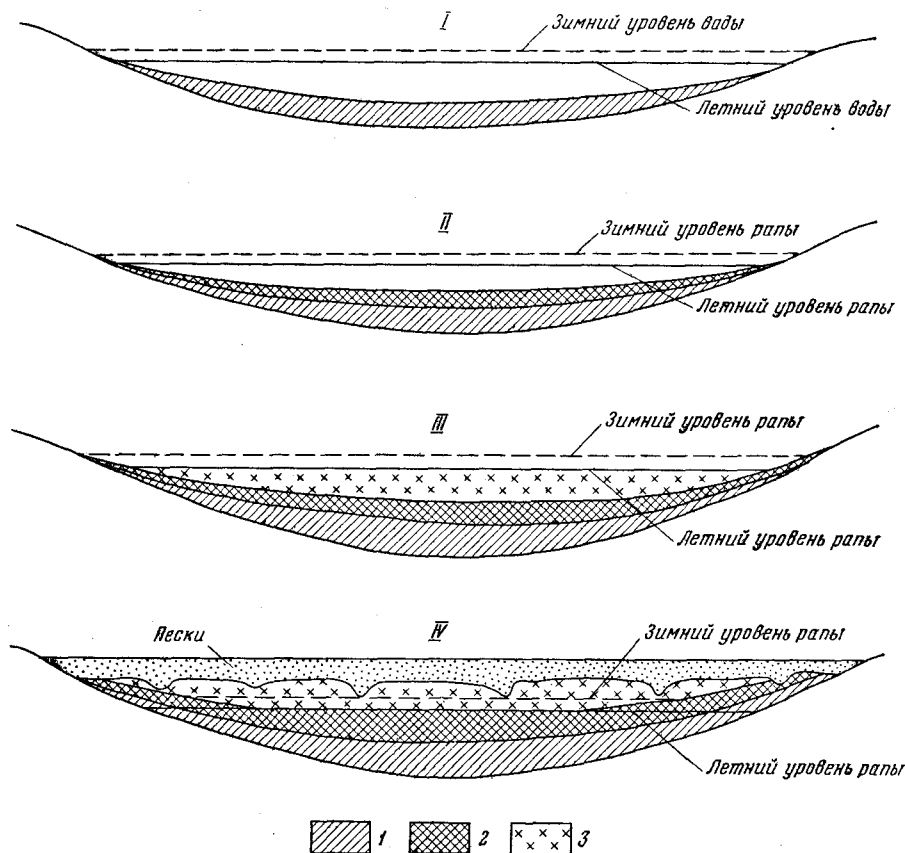
1 — начальные очертания озера; 2 — современные реликты прежнего водоема (оз. Пирамидальное, Валкер и др.). Вне пниг контур показывает границы водосборной площади оз. Лаготан.

рассола) в течение всего года. Эту стадию принято называть *ранним озером*. Площадные размеры озера в это время резко сокращены, а глубина ничтожна (0,05—0,4 м).

В третью стадию озеро характеризуется наличием поверхностного слоя рапы только в течение влажного (осенне-зимне-весеннего) периода года. В летние месяцы поверхность донных (соляных) отложений бывает только смочена рапой, а нередко и совершенно сухой. Рапа находится лишь в порах соляного пласта и называется *донной*, или *межкристальной*. Уровень ее лежит в летние месяцы зачастую ниже поверхности донных отложений. Озера, находящиеся на такой стадии, принято называть *сухими*.

В последнюю — четвертую стадию озеро характеризуется полным отсутствием поверхностной рапы в течение всего года. Уровень межкристальной рапы лежит много ниже поверхности твердых озерных отложений. При наличии в озере соляных отложений верхняя часть последних (над уровнем межкристальной рапы) затронута карстовыми процессами — растворением. Над соляными отложениями обычно возникает большой или меньший слой наносов. Эта стадия жизни представляет переход водоема в соляную залежь, почему и называется стадией *подпесочного озера*.

Описанную историю превращения вначале большого, полноводного, пресного озера в малую по размерам подпесочную соляную залежь следует рассматривать, конечно, лишь как идеальную схему, которая реализуется не всегда полностью. Нужно иметь в виду также, что разные озера проходят этот путь развития с неодинаковой быстротой, в частности — большие озера развиваются гораздо медленнее маленьких. Отсюда в каждый данный момент времени на разных водоемах можно наблюдать



Фиг. 78. Стадии развития озерного бассейна засушливой зоны (по М. Г. Валяшко, с изменениями).

I стадия — малосоленое озеро; II стадия — рассоленное озеро; III стадия — сухое озеро; IV стадия — подпесочное озеро. 1 — терригенно-карбонатные осадки; 2 — сульфатные осадки (мирабилит, тенардит, гипс и пр.); 3 — галит.

разные стадии общей эволюции соляных озер. Это обстоятельство является одной из причин большого разнообразия морфологии современных континентальных озер засушливой зоны.

Наибольшим из современных озер аридной зоны является солончатое оз. Чад в Сев. Африке. Его размеры колеблются в зависимости от состояния уровня от 22 000 до 11 000 км<sup>2</sup> при глубине соответственно 7 и 4 м. Это хотя и огромный, но чрезвычайно мелководный бассейн.

Солончатое оз. Балхаш — второе по величине озеро засушливой зоны — обладает площадью около 17 200 км<sup>2</sup>; длина его примерно 600 км, максимальная глубина 26 м. Озеро состоит из ряда плесов, соединенных узкими проливами. Глубина западных плесов ничтожна — немногие метры, восточного же — Бурлютюбинского достигает 26 м.

Большое Соленое озеро в США с сильно минерализованной водой имеет площадь при разных уровнях от 5500 до 2900 км<sup>2</sup>; глубина средняя 3—5 м, максимальная — около 15 м.

Такого же порядка размеры озер Чаны (2600 км<sup>2</sup>, 10 м глубина), Тенгиз (1200 км<sup>2</sup>, 6,8 м глубина), Куку-Нор (4800 км<sup>2</sup>, 38 м глубина) и других, разбросанных по всем частям света. Несмотря на свою большую величину, все эти озера плоские и мелководные. Исключением является лишь Мертвое море, которое при площади в 1000 км<sup>2</sup> обладает глубиной в 399 м и представляет собою, следовательно, уникальный пример котловинного соляного бассейна.

В огромной массе озер засушливой зоны эти крупные водоемы, однако, представляют собою редкость. Обычный тип соляных озерных бассейнов иной. Это водоемы в 0,5—3 км длиной, от сотен метров до 1—1,5 км шириной и 0,5—2 м глубиной; встречаются среди них и вовсе карликовые, лужеподобные.

Мы не знаем пока точно морфологии и размеров древних озер засушливой зоны, но в пределах исторического (геологического) времени они едва ли заметно отличались от современных.

## 2. МОРФОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСОЛОНЯЮЩИХСЯ ВОДОЕМОВ МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА

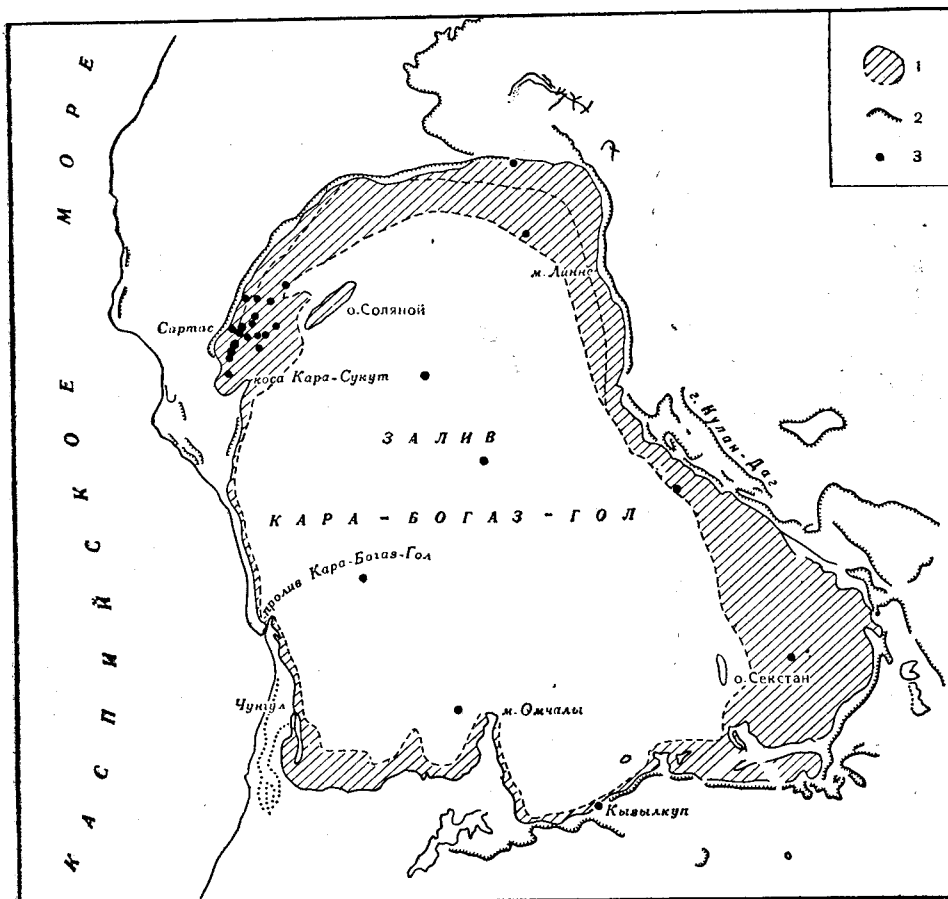
Морфология осолоняющихся водоемов морского генезиса весьма разнообразна. Среди современных бассейнов наибольшее значение и распространение имеют *морские заливы, лагуны*, соединенные с морем постоянно действующим проливом, и *приморские озера*, развившиеся из лагун и отшнурованные от моря более или менее значительными перемычками.

Морским заливом называют участок моря, глубоко врезанный в континент и сообщающийся с основной водной массой моря либо свободно, либо через узкую горловину, прорезанную в коренных породах. *Каждому морскому заливу отвечает более или менее выраженная тектоническая депрессия, открытая в сторону моря или закрытая, но прорезанная проливом.*

Примерами осолоненных заливов, связанных с морем протоками, являются Кайдак и Кара-Богаз-Гол.

В начале тридцатых годов, до современного усыхания Каспия, Кайдак представлял собою продолжение залива Комсомолец (Мертвый Култук) и имел вид узкого, вытянутого водоема длиной около 140 км, шириной 10—30 км. Наибольшая глубина его на широте урочища Кызыл-Тапа достигала 4,4 м. Восточное побережье залива образовывал обрыв Усть-юрта, на западе он ограничивался п-овом Бузачи. От моря залив Кайдак был отчленен подводными косами, которые во время сгонных (из залива) ветров почти обнажались из-под воды. Направление тока воды в общем было из моря в залив, но при ветрах южного направления значительные водные массы временно выгонялись из залива в Каспий.

Кара-Богаз-Гол является в настоящее время наиболее крупным осолоненным заливом на поверхности Земли (фиг. 79). Он имеет неправильно-округлую форму и еще в 1930 г., до недавнего усыхания, протягивался с севера на юг на 200 км, с востока на запад на 150 км; площадь его исчислялась в 18 000 км<sup>2</sup>, а максимальная глубина достигала 13 м при средней 9,19 м. К 1954 г., по А. И. Дзэнс-Литовскому (1956), длина и ширина залива сократились на 50—60 км, площадь на 7000—8000 км<sup>2</sup>, а наибольшая глубина стала всего 3,1 м (фиг. 79). Западные и южные берега Кара-Богаз-Гола низменные, окаймленные зоной солончаков, особенно раширившейся в результате сокращения площади залива; северные и восточные берега обрывисты. От моря Кара-Богаз-Гол отделяется песчаной пересыпью, намытой на коренные породы, в средней части которой проходит



Фиг. 79. Схематическая карта Кара-Богаз-Гола (по А. И. Дзэнс-Литовскому).

1 — полоса дна Кара-Богаз-Гола, обнажившаяся за период с 1936 по 1953 г. (по данным Карабогазской ГРП); 2 — обрывы; 3 — скважины.

проток, соединяющий залив с морем. Превышение пересыпи над уровнем моря в среднем 5—6 м, повышаясь в отдельных точках до 20 м и понижаясь в других до 2 м. При столь малой высоте пересыпи временами при значительных колебаниях уровня Каспия в ней, несомненно, могли возникать дополнительные протоки, что приводило к опреснению Кара-Богаз-Гола. В недалеком прошлом в юго-западном углу Кара-Богаз-Гола существовал, по-видимому, длинный, узкий залив, шедший параллельно берегу моря на 70—80 км; следами его являются соляные озера Куули.

Кара-Богаз-Гол не имеет постоянных речных притоков и питается водой Каспия через пролив, длина которого до усыхания залива была 5,0 км, при ширине от 100 до 500 м; сейчас проток удлинился до 10,5 км. Скорость течения в проливе от 25 до 44 м в минуту, причем оно направлено целиком в сторону лагуны. Обычно существующего в таких случаях обратного донного противотечения в данном случае нет. Но в прежние времена, до усыхания, когда длительно дули ветры северных румбов, они вызывали значительный приток рапы в пролив, причем «язык» Карабогазских вод в северной части пролива достигал мощности 3 м и постепенно выклинивался к югу, имея у входа в Каспийское море мощность в несколько сантиметров.

Питание залива подвержено значительным колебаниям; в среднем за период 1897—1932 гг. оно было равно 21,18 км<sup>3</sup> в год. В настоящее время,

в связи с усыханием Каспия, принос воды (и солей) уменьшился более чем вдвое и составляет  $9,5 \text{ км}^3$ . Несмотря на огромное поступление воды, уровень Кара-Богаз-Гола, благодаря интенсивному испарению, все же круглый год остается ниже уровня Каспия. До усыхания залива в зимнее время эта разница составляла около 10 см, в летнее — достигала свыше 50 см; сейчас разница уровней измеряется 3 м.

*Лагунами называют обычно участки моря, глубоко вдающиеся в сушу и отделенные от моря намывной песчаной пересыпью.* Если пересыпь образована перемещением осадков вдоль берега, ее именуют косой. Если же песчаный материал вынесен волнением с более глубоких частей моря, пересыпи называют баром. С морем лагуны соединяются более или менее узким проливом, отверстием в пересыпи.

Лагуны чаще всего располагаются у пологих берегов. Обыкновенно на резких перегибах профиля дна, на глубинах, отвечающих приблизительно двойной высоте волны, возникают песчаные отмели, которые постепенно преобразуются в песчаные валы и бары.

Максимальная глубина лагуны в этих случаях также отвечает удвоенной высоте волны. У океанических побережий высота волн, как известно, достигает 12—13 м; в окраинных морях снижается до 6—7 м, а во внутриконтинентальных — до 4—2 м. Таким образом, глубина лагун на океаническом побережье не превосходит 25—30 м; на побережьях окраинных морей 12—14 м, а во внутренних 4—8 м.

Лагуны чаще всего образуются на опускающихся берегах, но также и на стабильных и на поднимающихся. Бары и пересыпи вообще возникают очень быстро (десятки лет), но быстро же и разрушаются, и потому лагуны представляют собою довольно эфемерные геологические образования.

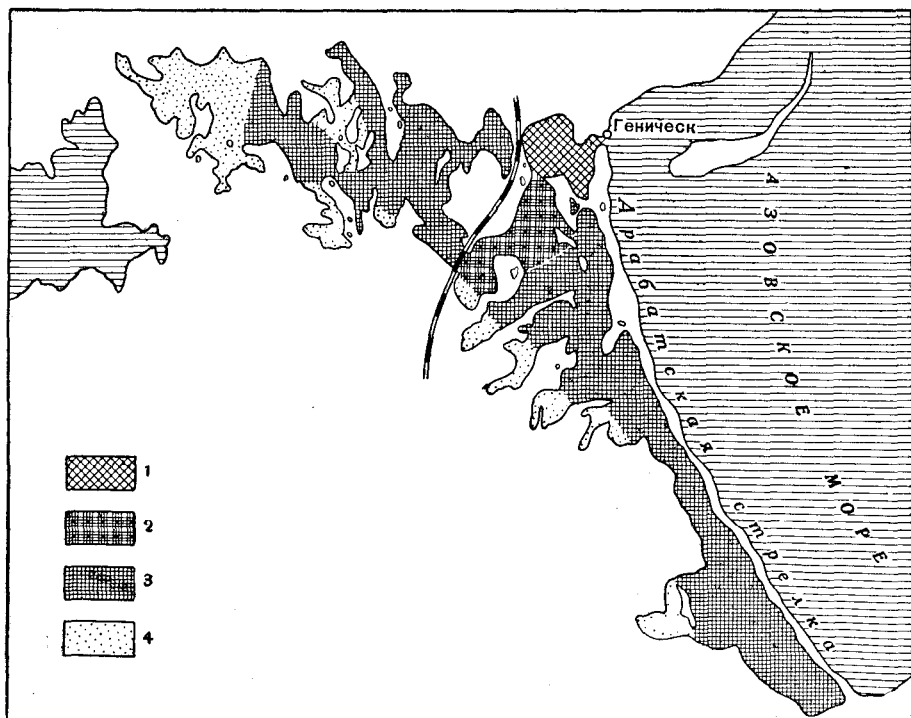
Лишь редко лагуны встречаются в одиночку, обычно же — целыми системами; такое побережье называется лагунным.

Классическим представителем лагуны со сложной морфологией является залив Сиваш или Гнилое море.

Общая площадь Сиваша составляет, по разным данным, от 2400 до 2542 км. Морфологически он разделяется на Восточный и Западный Сиваш (фиг. 80). Восточный Сиваш отграничен от Азовского моря длиной (107 км) Арабатской стрелкой и лишь у северного берега, вблизи г. Геническа, соединяется с морем узкой протокой — Геническим или Тонким проливом. С запада Восточный Сиваш ограничен Чонгарскими полуостровами и связан с Западным Сивашом Чонгарским проливом. Общая площадь Восточного Сиваша 1430 км, глубина до 4 м, но по большей части лишь 2,0—2,5 м, причем наиболее глубокие депрессии приходятся на северную часть залива. Очертания берегов очень сложные; возникающие при этом бухты нередко плохо связаны с основным водным массивом и летом пересыхают, превращаясь в солончаки — «засухи»; но общая площадь их невелика и составляет всего около 100 км<sup>2</sup>. Имеется ряд островов, но их совокупная площадь также невелика (около 40 км<sup>2</sup>). Таким образом, водное зеркало Восточного Сиваша около 1210 км<sup>2</sup>. Существенно иначе выглядит Западный Сиваш. Его общая площадь составляет примерно 1110 км<sup>2</sup>. Но главную часть ее образуют острова и «засухи», так что на долю водного зеркала приходится лишь 581 км, или около 44% всей площади. Крайняя прихотливость очертаний Западного Сиваша, хорошо видная на фиг. 80, сочетается с крайним же его мелководьем. К югу от Чонгарского пролива глубина достигает 0,67—1,00 м, недалеко от железнодорожного моста около 1 м, за Карача-Китаем не превышает 0,67 м и, постепенно убывая к западу, снижается до 0,2—0,25 м.

Сиваш питается главным образом водой Азовского моря, поступающей через Генический пролив. Направление движения воды одностороннее — в лагуну. Но при сильных ветрах западных румбов более соленая вода в





Фиг. 80. Схема гидрохимического районирования залива Сиваш (по А. И. Прошкиной-Лавренко).

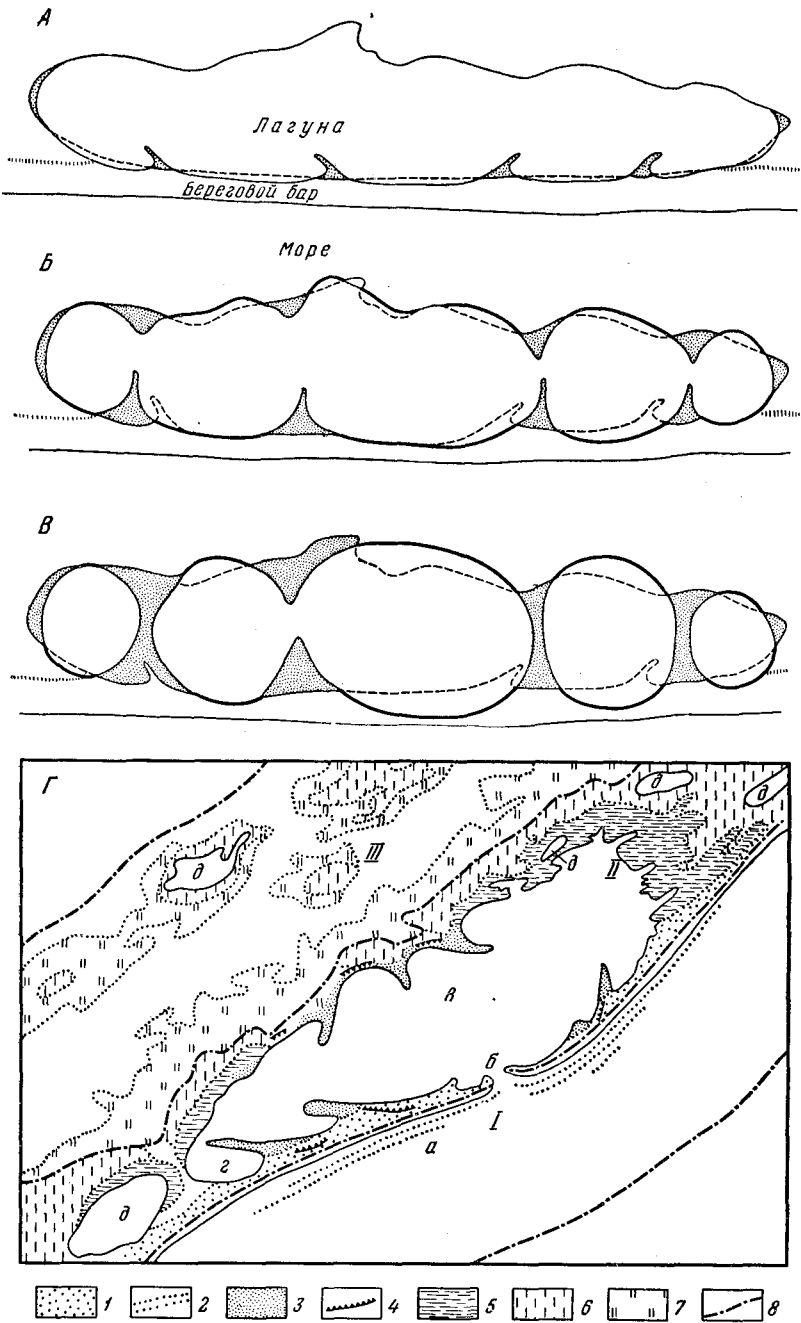
1 — мезогалинный Сиваш; 2 — полигалинный Сиваш; 3 — ультрагалинный Сиваш; 4 — меляки и засухи.

значительных количествах перегоняется обратно в Азовское море и далеко проникает в его западную часть.

Когда намывная пересыпь — коса или бар — нацело отчлениают лагуну от моря, она превращается в приморское озеро. Так произошли приморские озера Крыма: Большое и Малое Мойнакские, Сасык-Сиваш, Саки, Донузлав и др. (табл. 12 и 13); оз. Куули к югу от Кара-Богаз-Гола, оз. Ларнака на о-ве Крит и множество других.

Отделенное от моря прибрежное озеро, как показал недавно В. П. Зенкович (1952), в дальнейшем претерпевает сложную морфологическую эволюцию, которая особенно наглядна у водоемов, имеющих удлинненную форму. Такого рода приморские бассейны «часто усложняются многочисленными аккумулятивными формами — косами и выступами, вырастающими поперек протяжения лагуны. Большой частью они вырастают на внутренней стороне бара, отделяющего лагуну от моря, но встречаются и у материкового берега, когда он сложен рыхлым материалом. В ряде случаев такие аккумулятивные формы существуют одновременно на обоих берегах лагуны. Иногда можно наблюдать, что, вырастая все дальше, такие косы и выступы расчлениают единую акваторию лагуны на ряд все более обособляющихся бассейнов и в конце концов, соединяясь друг с другом, разделяют их целиком поперечными перемычками. Но и эти отдельные овальные бассейны продолжают эволюционировать и приобретают иногда правильные очертания. Одновременно утолщаются и разделяющие их наносные перемычки» (Зенкович, 1952, стр. 448). Фиг. 81 дает представление об описанной эволюции.

Размеры приморских озер очень сильно варьируют, но в общем невелики. Наибольшие из них имеют до 20—30 км в длину, по несколько



Фиг. 81. Схема развития лагун (А, В, В—по В. П. Зеньковичу; Г—по О. М. Леонтьеву)

А. Начало роста кос и образования бухт размыва на внутренней стороне бара; одновременно заполняются наносами оба узких конца лагуны. Б. Косы на внутренней стороне бара сдвинулись и выросли, форма их стала симметричной; на материковом берегу навстречу им выросли аккумулятивные выступы (участки размыва берега обозначены жирным контуром, в первоначальный контур берега — пунктиром). В. Образованы три сплошные перемычки; отгороженные ими озера приняли округленные очертания (первоначальный контур берега обозначен пунктиром). Г. Общий вид лагунного побережья: а — подводный склон пересыпи; б — пролив (прорва); в — лагуна; г — лагуна второго порядка; д — озера. I — внешняя береговая зона; II — внутренняя береговая зона; III — палео-лагунная зона.

1 — пересыпь; 2 — подводные валы; 3 — косы азовского типа; 4 — современные участки размыва берега лагуны; 5 — засухи; 6 — корковые солончаки; 7 — соляночные луга; 8 — границы зон.

Размеры приморских соляных озер Крыма  
(по А. И. Дзенс-Литовскому)

| Озера                        | Длина, км | Ширина (максим.), км | Площадь, км <sup>2</sup> | Глубина рапы (максим.), м   | Ширина пересыпи, км |
|------------------------------|-----------|----------------------|--------------------------|---|---------------------|
| Сасык-Сиваш . . .            | 18        | 18                   | 71                       | 1,20  | 0,90—1,62           |
| Кызыл-Яр . . . . .           | 5,65      | 2,24                 | 6,85                     | 0,03. К концу лета сильно высыхает и рапа перегоняется ветрами от одного берега к другому | 2,24                |
| Б. Мойнакское                | 2,39      | 0,98                 | 1,76                     | 0,85  | —                   |
| Тереклы Конратское . . . . . | 0,50      | 0,20                 | 0,06                     | 0,45. Обычно к осени пересыхает   | —                   |
| Галчасское . . . . .         | —         | —                    | 0,16                     | 0,55  | 0,06                |
| Аджи-Байчи . . .             | 1,50      | 0,70                 | 1,20                     | 0,65. Нередко пересыхает  | 0,50                |
| Ойбурское . . . . .          | 4,00      | 1,50                 | 5,00                     | ?   | 0,30                |
| Донузлав . . . . .           | 30,00     | 4,00                 | 47,00                    | 25,00   | 0,30—1,00           |
| Караджинское                 | 1,73      | 1,32                 | 1,30                     | 2,05  | 0,06—0,40           |
| Маякское . . . . .           | 0,50      | 0,30                 | 0,30                     | 0,60  | 0,02                |
| Ай-Мечетское . .             | 0,36      | 0,17                 | 0,25                     | 0,75. Весной площадь до 3 км <sup>2</sup>   | 0,03                |
| Сасык . . . . .              | 4,50      | 2,15                 | 4,50                     | 1,05  | 0,40—0,60           |
| Джарал-Агач . . .            | —         | —                    | 7,90                     | 1,05  | —                   |
| Карлов . . . . .             | —         | —                    | 1,60                     | 0,75  | —                   |
| Бакал . . . . .              | 4,00      | 3,50                 | 5,80                     | 0,85  | 0,04                |

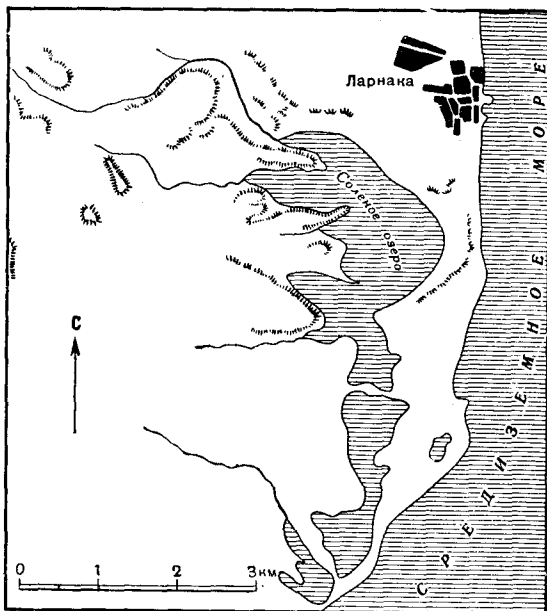
Таблица 13

Питание Крымских озер водой  
(по А. И. Дзенс-Литовскому)

| Озера               | Фильтрация морских вод через пересыпь | Другие формы поступления морской воды | Подземные воды           | Поверхностные метеорные воды | Метеорные осадки на площади озера |
|---------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|------------------------------|-----------------------------------|
| Саки . . . . .      | 47 410 м <sup>3</sup>                 | 193 561 м <sup>3</sup>                | 1 859 280 м <sup>3</sup> | —                            | 1 283 900 м <sup>3</sup>          |
| Кызыл-Яр . . . . .  | 158 050 м <sup>3</sup>                | —                                     | 4 027 300 м <sup>3</sup> | —                            | 2 376 950 м <sup>3</sup>          |
| Б. Мойнакское . . . | 31 610 м <sup>3</sup>                 | —                                     | 941 670 м <sup>3</sup>   | —                            | 610 720 м <sup>3</sup>            |
| Саки . . . . .      | 11,0%                                 | —                                     | 54,0%                    | —                            | 36,0%                             |
| Кызыл-Яр . . . . .  | 2,5%                                  | —                                     | 61,9%                    | —                            | 30,5%                             |
| Б. Мойнакское . . . | 2,0%                                  | —                                     | 59,5%                    | —                            | 38,5%                             |

километров в ширину и до 40—70 км<sup>2</sup> площади (Сасык-Сиваш, Донузлав); но в большинстве случаев это карликовые образования типа небольших озер континентального происхождения. Глубина обычно варьирует от 0,5 до 1,0 м, редко выше; исключение составляет лишь Донузлав с его глубинами в 25 м. Ширина песчаной пересыпи измеряется, как правило, немногими десятками или сотнями метров, высота — немногими метрами. Уровень приморских озер обычно на несколько десятков сантиметров (и до 1 м) ниже уровня моря, и это обстоятельство вместе с малой шириной и проницаемостью пересыпи «разрешает» фильтрацию черноморской воды в озера.

В тридцатых годах была предпринята попытка выявить гидрологический баланс наиболее крупных и интересных практически Крымских озер. Оказалось (табл. 13), что главнейшим источником воды в озерах являются поверхностный и подземный сток грунтовых вод с водосборных площадей озер, а также атмосферные осадки; фильтрация же воды через пересышь играет ничтожную роль, составляя всего от 2 до 11% общего водного прихода. Таким образом, после превращения лагуны в приморское озеро существование последнего поддерживается практически за счет стока континентальных пресных вод. Совершенно иначе складывается солевое питание. Хотя морских вод поступает и мало, но соленость их, равная 18‰, во много раз превосходит минерализацию поверхностного и грунтового стока, варьирующую в пределах 0,3—0,5‰. Легко подсчитать, что главная масса солей при этих условиях идет в озера из моря.



Фиг. 82. Оз. Ларнака на о-ве Кипре (по Лютце).

*Именно это обстоятельство и объясняет тот поразительный, на первый взгляд, факт, что несмотря на питание главным образом континентальными водами, приморские крымские озера устойчиво удерживают гидрохимические черты черноморской воды (см. ниже), лишь мало их изменяя.*

Приморские озера описываемого типа широко распространены в засушливой зоне всех континентов, причем находятся на разных стадиях развития. На побережье Каспийского моря к этому типу относится оз. Куули. Оно расположено к юго-западу от Кара-Богаз-Гола и представляет отшнурованную южную ветвь его. Общая длина озера около 55 км, максимальная ширина в северной части 2—2,5 км, в южной до 3,5 км. Озеро находится в настоящее время на стадии сухого. Зимой оно покрывается рапой в 10—30 см высоты, возникающей за счет атмосферных осадков, летом наддонная рапа высыхает и держится в солевом пласте («межкристаллическая») на глубине 5—6 см ниже поверхности соли. Озеро отделено от моря полосой барханов шириной 1—2 км, высотой до 10 м, большую часть закрепленных и лежащих на крупнозернистом раковистом песчанике.

В Средиземном море находятся два других интересных прибрежных озера: Ларнака (фиг. 82) на о-ве Кипре и Террайо — в Испании. Озеро

Ларнака занимает пониженную часть прибрежной депрессии общей площадью около 57 км<sup>2</sup> и отделяется от моря пересыпью в 1—1,5 км шириной, поросшей лесом. Это озеро принадлежит к типу сухих; летом рапа в нем полностью исчезает, оставляя выцветы солей; зимой озеро наполняется рапой до 1 м высотой. Но даже и в зимнее время уровень озера лежит на 2 м ниже уровня Средиземного моря, и это обстоятельство является причиной подтока средиземноморской воды через пересыпь в озеро; наличие такого подтока было доказано бурением (Lotze, 1938, стр. 106).

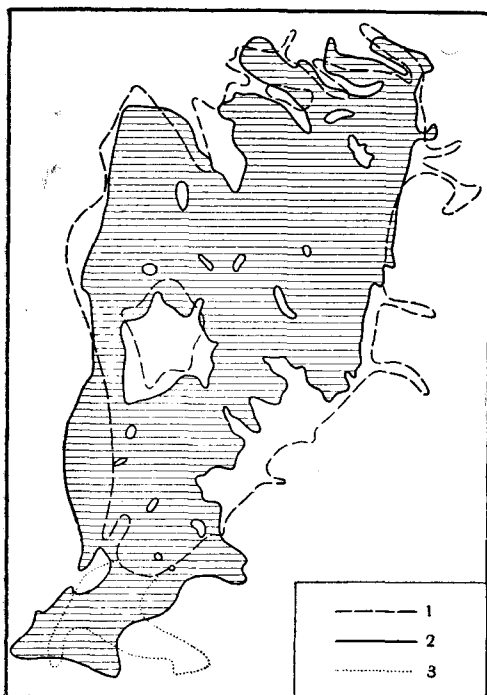
Озеро Террайо (к востоку от Мурели, Испания) представляет водоем в 20 км<sup>2</sup> площадью, отделенный от моря цепью песчаных холмов в 4—9 м.

Его уровень на 3 м ниже уровня моря, что также обеспечивает питание его морской водой. Находится на стадии, близкой к сухому озеру; летом происходит интенсивная садка соли, и водоем почти пересыхает.

Такие же соленые озера известны с берегов Нидерландской Вестиндии, островов Зеленого мыса и т. д.

Наряду с озерами, у которых питание морской водой происходит путем фильтрации через пересыпь и отличается постоянством, существует еще тип озер, *периодически питаемых морем, прорывающимся через засраженные пересыпи или через сухие протоки*. По характеру периодичности среди них выделяются: а) группа озер с редкими, но мощными прорывами — Джаксы-Клыч, Горькое; б) озера с ежегодным наступлением морской воды — оз. Ранн в Индии и др.

Озеро Джаксы-Клыч в Приаралье находится на северо-восточном продолжении залива Сары-Чеганак и отчленилось от него. Озерный бассейн (фиг. 83)



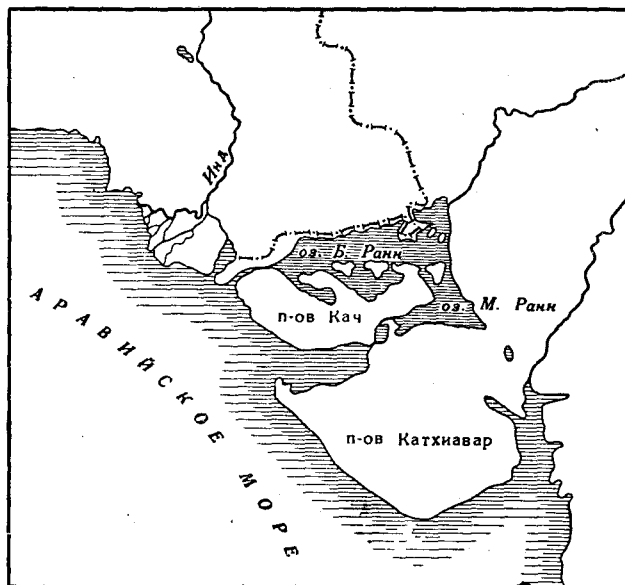
Фиг. 83. Оз. Джаксы-Клыч в Приаралье (по Г. С. Клебанову и др.).

1 — контур 1907 г.; 2 — контур 1932 г.;  
3 — контур болота 1907 г.

в настоящее время состоит из двух водоемов, разделенных перемычкой шириной до 3 км. Оба бассейна вытянуты с юго-запада на северо-восток, причем площадь южного 54,7 км<sup>2</sup>, а северного 17,64 км<sup>2</sup>. Южный бассейн изобилует островами, общая площадь которых достигает 6,4 км<sup>2</sup>. Подобно оз. Куули, оз. Джаксы-Клыч (а также и ряд сопровождающих его озер) находится на стадии сухого. В январе — феврале рассол стоит на 20—30 см выше поверхности соли, летом рапа уходит в соль и стоит на 2—3 см ниже нее. До перегораживания дамбой протоки из озера в залив Сары-Чеганек озеро питалось поступлением аральской воды в периоды высокого стояния уровня этого моря. После перекрытия оно питается за счет атмосферных осадков и стока поверхностных грунтовых вод, что оказывается недостаточным для поддержания постоянного водного зеркала в озере (Клебанов, Корф, Еловская, 1937).

Озеро Горькое — другой характерный пример периодических затоплений большой длительности; располагается оно на Суэцком перешейке. В 60-х годах прошлого века, к моменту строительства Суэцкого канала,

оно представляло собою сильно соленый бассейн с тонким слоем рапы. В центральной части озера располагался соляной пласт около 13 км в длину, 6 км в ширину и мощностью в 8 м в своей центральной части. Строение пласта оказалось характерным. Он состоял из перемежаемости галитовых, гипсовых и глинистых слоев; галитовые слои имели мощность 3—18 см, из гипсовых лишь два имели толщину 7 и 11 см. Глинистые же пласты были всего в несколько миллиметров. Несмотря на это многие глинистые пласты изобиловали органическими остатками, принадлежавшими формам, еще и ныне живущим в Красном море. Отсюда следует, что оз. Горькое представляет собою останец залива Красного моря, некогда уходившего значительно севернее. Причиной отделения было возникновение широкой отмели, отшнуровавшей северную часть залива от моря.



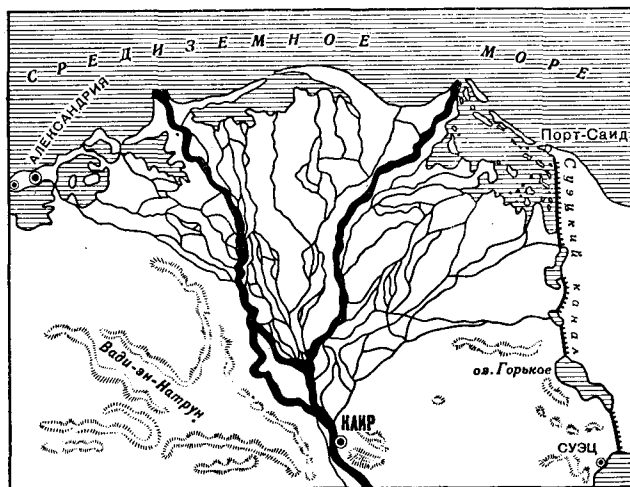
Фиг. 84. Оз. Ранн в Индии (по Грабау).

Отмель эта была обязана своим генезисом, по-видимому, тектоническим процессам, но высота ее временами убывала, и тогда воды Красного моря широким фронтом устремлялись в отшнурованное озеро и распределяли его. При новых поднятиях озеро теряло связь с морем и осолонялось. В этой фазе осолонения и застали его работы по прорытию Суэцкого канала, после чего оно перестало существовать как обособленный водоем и опреснилось (Grabau, 1920).

Типичным примером питания озера ежегодными прорывами является котловина Ранн в Индии (фиг. 84). Она располагается на западном берегу Индии к югу от устья р. Инд и представляет собою плоскую равнину до 300 км длиной, до 100 км шириной и около 18 000 км<sup>2</sup> площадью; по размерам своим она, таким образом, в точности равна Кара-Богаз-Голу до его недавнего усыхания. Равнина сложена песчанистой глиной и совершенно необитаема, ибо не имеет и капли пресной воды. С океаном она соединяется протоками. Летом, когда дуют юго-западные муссоны, морские воды заходят на равнину Ранн и почти нацело ее затопляют; на пониженных местах тогда вода стоит слоем до 1 м. Зимой, при сухих северо-восточных ветрах вода частью обратно отгоняется в море, частью испаряется. Пониженные места равнины превращаются тогда в соляные озера, накапливающие новосадку галита до 10 см, а местами даже до метра

мощностью. Повышенные участки, разделяющие депрессии, также покрываются соляною коркой в 2—3 см толщиной или же содержат разрозненные кристаллы галита. При очередном затоплении все соли, конечно, растворяются.

Временно затопляемые плоскодонные озера имеются и в дельте Нила между Александрией и Порт-Саидом (фиг. 85). Движущиеся песчаные дюны часто их засыпают, причем солевой раствор впитывается в них и нередко цементирует песок. «Подобного рода маленькие соляные ванны,— пишет Ф. Лотце,— в условиях засушливой зоны наблюдаются на всех берегах» (Лотце, 1938, стр. 104—105).



Фиг. 85. Озера дельты Нила (из Лотце).

Из приведенных примеров явствует, сколь разнообразные по морфологии, характеру питания и длительности существования осолоненные водоемы связаны с современной прибрежной зоной аридных морей и сколь разнотипной и сложной оказывается часто история их развития. Все это не следует упускать из виду при анализе истории древних бассейнов морского генезиса, накопивших галогенные отложения.

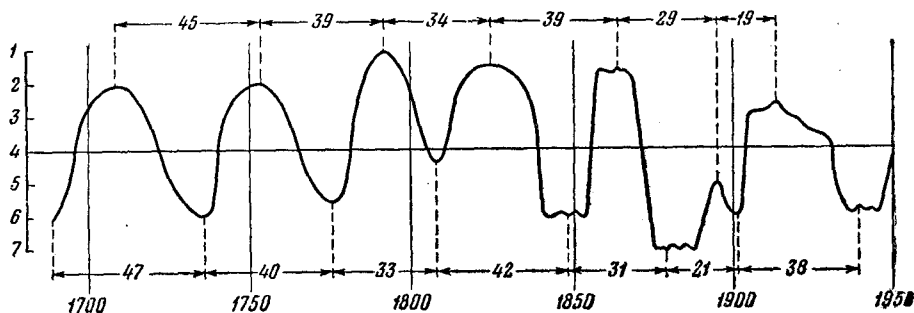
### 3. ПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ РАЗМЕРОВ И ОЧЕРТАНИЙ ОСОЛОНЕННЫХ ВОДОЕМОВ

Одной из характернейших особенностей геоморфологии современных соляных водоемов являются многообразные колебания уровня воды и соответственно площадных размеров бассейнов.

Колебания эти имеют разные периоды и разные причины. Наиболее кратковременными являются годовые изменения уровня от одного сезона к другому. Отчетливее всего они видны на озерах. Весной под влиянием стока талых вод уровень поднимается, озеро становится полноводным; летом, к концу испарительного сезона, уровень воды падает, озеро мелеет и одновременно более или менее заметно сокращается по площади. С осени начинается новое наполнение водой и подъем уровня. Такого рода сезонные колебания вызывают наименьшие площадные изменения у озер крупных и относительно многоводных, находящихся на начальной стадии развития (озера Чаны, Чад, Балхаш и др.). У озер же небольших, далеко продвинувшихся по пути осолонения, сезонные колебания уровня могут приводить к весьма резким изменениям площади акватории. Так озера Эльтон и Баскунчак, заполненные водой весной, к сентябрю весьма сильно

обсыхают, удерживая рапу лишь на ограниченной части своей акватории. У озер, перешедших на стадию сухих, летом, как мы знаем, рапа вообще исчезает, хотя в холодное время года заполняет озерную котловину. Так, по мере движения озера к более поздним этапам развития, сезонные колебания размеров озера и глубины рапы все возрастают.

Сходные, хотя менее отчетливые, годовичные колебания наблюдаются у современных заливов и лагун. Уровень Кара-Богаз-Гола в 30-х годах зимой был всего на 10 см ниже уровня Каспия, летом же на 50 см; при очень плоском дне бассейна это вызывало движения береговой линии на многие сотни метров. В Сиваше средний уровень рапы в заливе всегда ниже чем в Азовском море, но особенно понижается летом в августе.



Фиг. 86. Внутривековые колебания уровня озер Зап. Сибири и Сев. Казахстана (по А. В. Шнитникову).

1 — очень высокие многоводья; 2 — высокие многоводья; 3 — средние многоводья; 4 — норма; 5 — средние маловодья; 6 — низкие маловодья; 7 — очень низкие маловодья; стрелками показана продолжительность циклов (в годах).

В условиях Сиваша эти годовичные уровенные колебания осложняются интенсивными перегонками воды ветром из одной части Сиваша в другую, что благодаря крайнему мелководью Сиваша сказывается особенно резко.

Наряду с сезонными, существуют колебания уровня озер более длительного периода. Используя обширный литературный материал по 137 озерам Казахстана и Зап. Сибири, А. В. Шнитников (1949, 1950) попытался воссоздать картину колебаний озерных уровней за 250 лет, начиная с 1700 г. Результаты показаны на фиг. 86 и 87. Из первой видно, что за истекшие два с половиной столетия озера прошли через 7 периодических изменений уровня от минимума к максимуму, причем длительность этих циклов варьирует от 21 до 47 лет; амплитуда изменений для крупных озер с речным питанием (тип оз. Чаны) составляет около  $\pm 3$  м, для типичных средних озер — около  $\pm 2$  м и для соляных рапных озер — около  $\pm 1,2-1,5$  м.

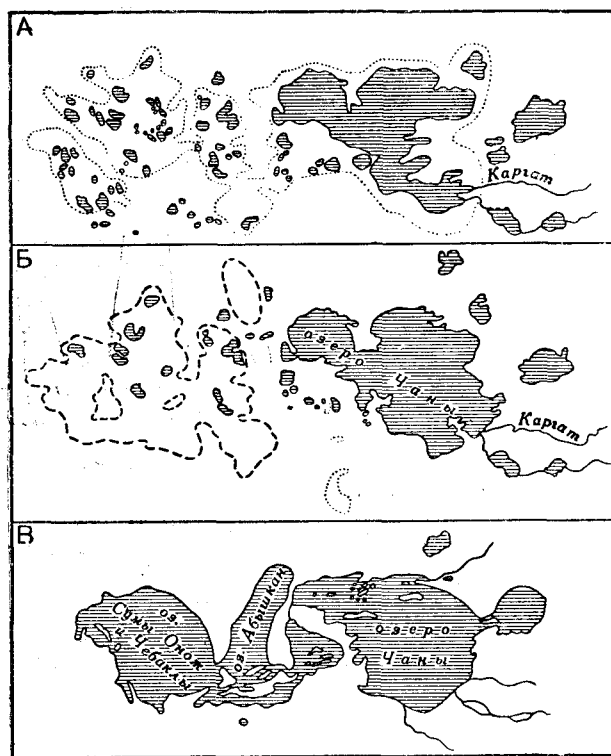
На размерах, солености и всем вообще режиме многолетние уровенные изменения отражаются у разных озер по-разному. Более крупные из Казахстанских и Западно-Сибирских озер даже при резких падениях уровня сохраняются как водоемы, но минерализация их воды весьма значительно изменяется; озера в некоторых случаях из пресных становятся солоноватыми и теряют свои рыбные богатства, а из средне минерализованных — сильно солеными, вплоть до насыщения теми или иными солями. Средние по размерам озера в периоды падения уровней почти пересыхают, а малые и вовсе высыхают. При этом минерализация воды при таких изменениях резко повышается, и озера, не сдвинувшие солей, становятся самосадочными.

В периоды увлажнения озер и подъема их уровня сухие до того озерные котловины заполняются водой; размеры всех озер увеличиваются, они становятся глубокими, заливают сухие луга; часть берегов таких озер превращается в болота; некоторые из озер временно становятся



сточными; минерализация воды всех озер уменьшается; на самосадочных озерах прекращается садка соли.

В качестве примера можно привести оз. Анжбулат. В 1925 г. оно имело слой рапы мощностью 1,65 м. В 1933 г., при посещении его М. Г. Валяшко и И. И. Корниловым, в нем было рапы максимум 0,5 м, на дне лежал слой мирабилита. В 1940 г., по свидетельству А. И. Дзенс-Литовского (1959), оно оказалось совсем сухим, дно его было покрыто галитом, тенардитом



Фиг. 87. Оз. Чаны и Причанская низменность (по А. В. Шнитникову)

А. Схема по геологической карте 40-х годов XX в.; пунктирной линией обозначена внешняя граница отложений современных пойм и нижних террас. Б. Схема по топографической карте 20-х годов XX в.; прерывистой линией обозначена 100-метровая горизонталь, пунктирной — 110-метровая. В. Схема по карте Кольванского наместничества, 1787 г.

и илом; уровень рапы был ниже уровня соли на 8—10 см. В 1946 г. при посещении его мною оно было покрыто водой и на дне солей не было, но на небольшой глубине под илом еще сохранился пласт тенардита. В 1947 г., по данным А. И. Дзенс-Литовского (1959), солей уже не было совсем.

Причина охарактеризованной периодичности озерных изменений лежит, как показал А. В. Шнитников, в периодических изменениях влажности климата. «Сопоставление между собою графическим путем циклов различной активности осадков с колебаниями уровня озер,— пишет он,— показало достаточно хорошо выраженную зависимость уровня от активности осадков, причем уровень озер запаздывает по отношению к изменениям активности атмосферных осадков на 2—4 года» (Шнитников, 1950, стр. 124).

Кроме краткосрочных («внутривековых») колебаний климата установлены и более длительные, вековые и тысячелетние его изменения, при-

мером которых являются 1800-летние циклы А. В. Шнитникова и так называемая ксеротермическая фаза (или фазы?) Л. С. Берга. Наблюдать непосредственно влияние этих колебаний на режим континентальных озер мы не можем, но после изложенного выше суть явления ясна. Можно лишь добавить, что эти многовековые и тысячелетние изменения климата были гораздо более резкими сравнительно со внутривековыми и потому их влияние должно было сказаться и на крупных и даже самых больших озерах.

Итак, аридные условия создавали общую направленность морфологических изменений водоемов в сторону их сокращения и в ряде случаев превращения в сухие озера. Сезонные же многолетние и «вековые» колебания климата, а также тектонические движения превращали это поступательное, направленное развитие в многообразно ритмический процесс. Все, вместе взятое, придавало осадкам, возникавшим при аридном типе седиментации, черты многообразно проявлявшегося ритмического сложения, выраженного несравненно ярче и разнообразнее той ритмичности, что наблюдается в осадках типа гумидного. *Ритмичность есть, так сказать, специфический и обязательный признак аридной бассейновой седиментации вообще, особенно резко выступающий на средних и высоких ступенях осолонения.*

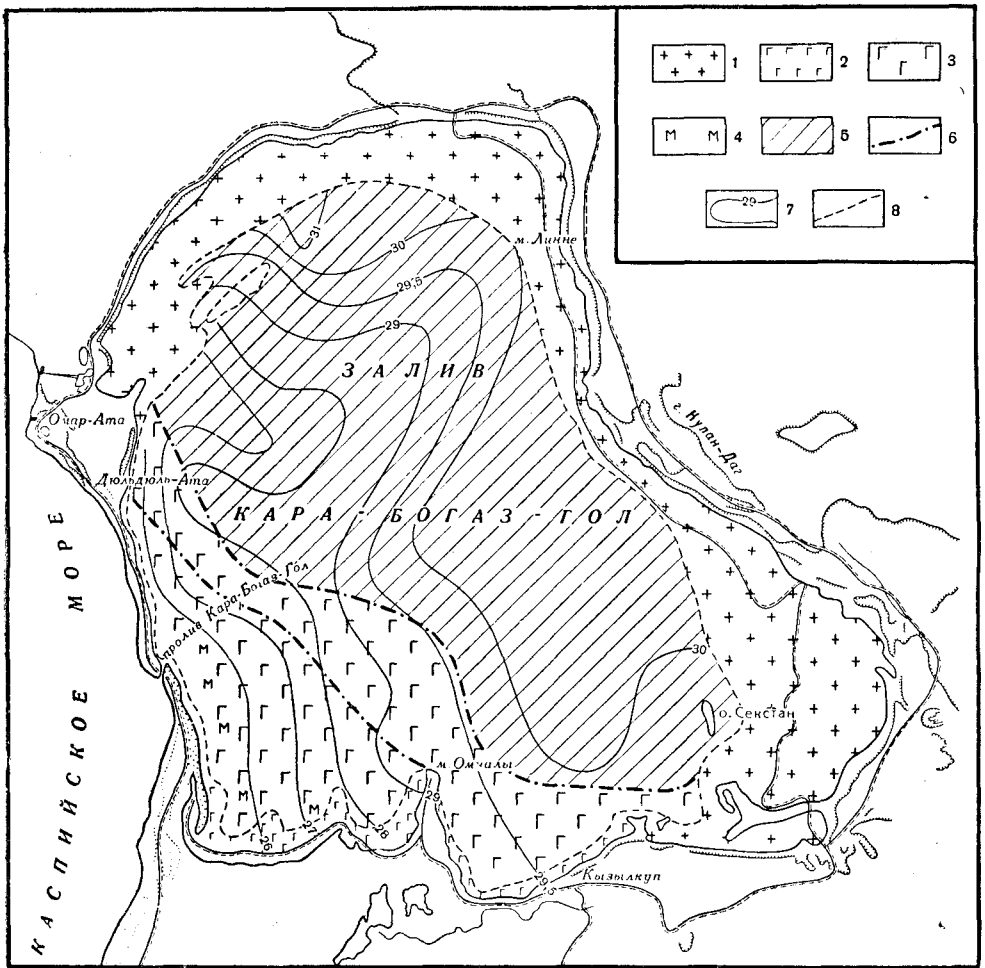
#### 4. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСОЛОНЯЮЩИХСЯ ВОДОЕМОВ

Своеобразные черты морфологии осолоняющихся водоемов сочетаются с еще более своеобразной их гидрологией и гидрохимией.

По гидрологическому режиму различаются два типа аридных бассейнов. В первом, наиболее сейчас распространенном и обнимающем как мелкие, так и крупные мелководные озера (Баскунчак, Эльтон, Эбейты и др.), *соленость практически одинакова на всей акватории бассейна и на вертикальном разрезе через водную массу.* Лишь в местах выхода подземных вод или у устья реки, питающей озеро, отмечается незначительное и локальное опреснение. Этот тип может быть назван типом гидрологически однородных соляных водоемов. Он возникает обычно в тех случаях, когда решающее значение в питании водоемов имеет подток грунтовых вод.

Для второго типа характерна, наоборот, *пространственная неоднородность солености воды, явственно меняющей свою минерализацию при движении от одного конца бассейна к другому.* Эта неоднородность возникает при решающей роли поверхностного питания водоема и при асимметричном расположении питающего водотока относительно акватории бассейна.

Из озер континентального генезиса классическим примером горизонтальной изменчивости воды является оз. Балхаш. Оно представляет собою очень длинный (около 600 км), но узкий (до 74 км) бассейн, явственно распадающийся на 5 плесов, связанных мелкими и узкими проливами. При этом основное водно-солевое питание озера происходит на юге, в первом плесе, куда впадает р. Или, доставляющая свыше 80% годичной массы воды и солей, вносимых в водоем. Отсюда испаряющаяся и осолоняющаяся вода медленно течет на восток, к конечному Бурлю-Тюбинскому плесу, пополняясь отчасти поступлениями из рр. Каратала и Лепсы. Все пять Балхашских плесов являются как бы пятью огромными, соединенными одна с другой испарительными чашками, каждая из которых, получая уже минерализованный раствор от предыдущей чашки, дополнительно его выпаривает, концентрирует и сливает в следующую чашку-плес. В итоге получается своеобразная картина резкого возрастания солености от начального плеса к последнему; и если соленость р. Или 0,01%, то в южном (илийском) плесе она уже 0,02%, затем 0,03%, а в крайнем восточном плесе около 0,5%.



Фиг. 88. Фации Кара-Богаз-Гола на 1956 г. (по М. П. Фивегу, 1961 г.).

1 — отложения галита в пределах обсохшей части дна залива; 2 — обсохшая часть залива с отложениями гипса; 3 — площадь садки глауберита; 4 — мирабилит в осадках; 5 — площадь садки галита, галита + эпсомита и эпсомита; 6 — граница садки галита на 1956 г.; 7 — изолинии концентрации солей в поверхностном слое рапы на 1956 г.; 8 — контур залива.

Хорошие примеры горизонтальной неоднородности воды давали лагуны Мертвый Култук и Кайдак, когда они еще существовали, а также Кара-Богаз-Гол и Сиваш.

Как известно, часть Сев. Каспия перед входом в Мертвый Култук была значительно опреснена р. Уралом до 0,2—0,3%; но уже в проливе к Мертвому Култуку соленость подымалась до 1,4—1,6%; в Мертвом Култуке она была равна 3,08—3,07%, а в Кайдаке быстро возрастала до 3,8—5,97% на крайнем юге.

В Кара-Богаз-Голе в годы 1890—1930 западная, прилежащая к проливу часть была значительно менее минерализована сравнительно с половиной восточной. Благодаря тому, что основная струя каспийской воды, вытекая из пролива, отклоняется в южном направлении, опреснение залива на юге достигало бухты Тышке-Сергаз. К северу это влияние было заметно еще на траверсе Колодцев Ат-Чалма (на северной косе). В восточном направлении струя морской воды в спокойную погоду отмечалась на расстоянии 10—12 км от бара. Однако в зависимости от силы и направле-

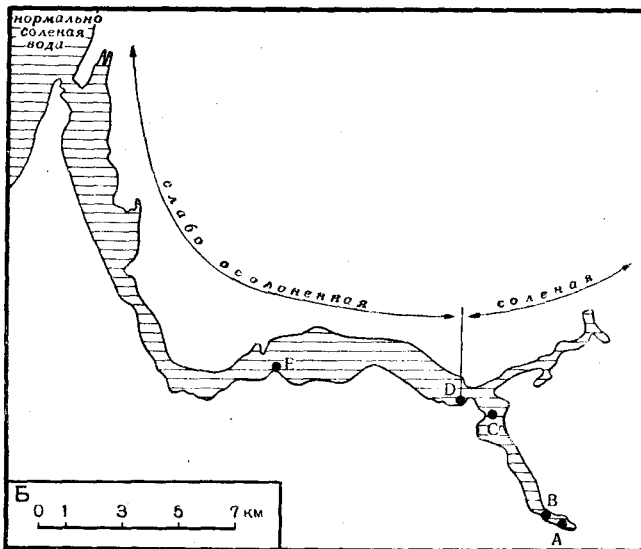
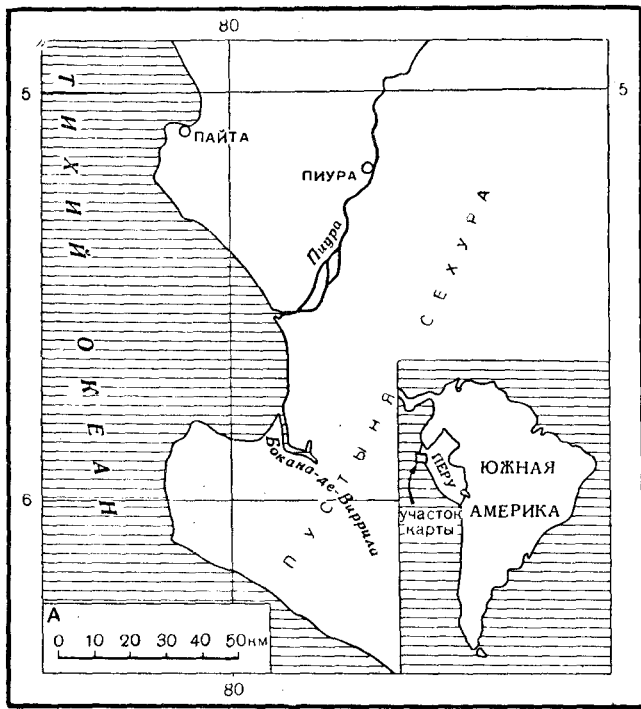
ния ветра распределение солености резко менялось не только в поверхностных слоях, но и с глубиной. Так, например, в отдельных случаях наблюдался незначительной мощности слой каспийской воды даже в районе промысла Саргас (на севере), где удельный вес поверхностного слоя рапы (в 10 см) колебался в пределах 1,140—1,160, в то время как на глубине 1 м он соответствовал летней норме в 1,175. Но при ветрах северо-восточных и восточных рапа пригонялась прямо к песчаной перемычке и даже частично переходила в пролив, изливаясь в Каспий. После падения уровня Каспия (1930—1960 гг.) и осолонения Кара-Богаз-Гола солевая неоднородность поверхностных вод не только не исчезла, но еще обострилась, как это видно на фиг. 88. В опресненной части залива, кроме того, наметилось вертикальное расслоение рапы — на менее соленую и легкую сверху и более соленую и тяжелую внизу.

Очень резко неодинаковая осолоненность воды в разных частях одного и того же бассейна выражена в Сивашской лагуне, питаемой Азовским морем. Соленость последнего около 1%. В восточном участке Сиваша, прилегающем к Арабатской стрелке, соленость уже 3%, в западном же Сиваше, по мере перемещения во все более удаленные ветви лагуны, она быстро возрастает до 7—12—15%, а в крайних западных веточках поднимается до 24—25%; многие из этих веточек становятся сухими лагунами в указанном ранее смысле.

Интересный пример резко выраженной горизонтальной неоднородности солености был описан недавно Р. Моррисом и П. Дики (Morris and Dickey, 1957) из Перу (фиг. 89, А и В). Залив Бокана-де-Виррилла расположен в северо-восточном Перу в пустыне Секура. Это реликт древнего речного русла, затопленного морской водой. Длина залива около 20 км, ширина около 2 км, глубина 0,6 м в низовье, около 0,3 м в верховье. В устьевой части залива минерализация близка к нормальной морской — 3,5%; в точке *E* она поднимается уже до 8,88%, в *D* — до 10,33%, в *C* на поверхности — 13,24%, у дна — 19,15%, в *B* — 34,55%, в *A* — 35,49%. Все определения относятся к августу 1955 г. Подчеркиваем, что в данном случае внутри водоема нет никаких надводных и подводных отмелей, затрудняющих циркуляцию вод.

*Так, питание бассейна только с одной стороны приводит в условиях засушливого климата к весьма характерной картине нарастания минерализации рапы в горизонтальном направлении по мере удаления от источника питания.* Для нас это обстоятельство важно вот почему. Прогрессивно выпаривающаяся вода, поступающая в бассейн, садит одну за другой соли разного состава по мере того, как они достигают точки насыщения раствора. Поскольку при этом сама вода реально перемещается от одного пункта к другому, от втока в лагуну к последним, наиболее удаленным и осолоненным ее веточкам, то естественно, что на этом пути она оставляет в разных частях бассейна разные соли из общего их запаса, вносимого в годичном цикле в лагуну. *Происходит горизонтальная дифференциация в пространстве, в разных частях лагуны, соляной массы, ежегодно поступающей в лагуну или залив.* На это обстоятельство исследователи обычно не обращают должного внимания, а между тем оно весьма существенно для понимания специфики галогенеза сравнительно с обычным ходом осадочного процесса; особенно важно оно для истолкования галогенеза в древних осолонявшихся водоемах, для которых, как будет показано ниже, было по большей части характерно одностороннее питание водой и солями и, значит, неодинаковое осолонение разных частей бассейна.

*В вертикальном разрезе соленость в соляных водоемах обыкновенно достаточно однообразна.* Но близ втока питающих малосоленых вод обычно возникает ясно выраженное расслоение воды на разные по удельному весу и составу горизонты (Кара-Богаз-Гол, Бокана-де-Виррилла).



Фиг. 89. Распределение соленостей в заливе Бокано-деВиррилла (по Морису и Дики).  
 А. Местоположение залива. Б. Морфология залива.

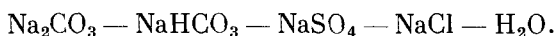
## 5. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ И ИХ ОСОБЕННОСТИ

По химическому составу воды современные осолоняющиеся водоемы засушливой зоны отличаются большим разнообразием.

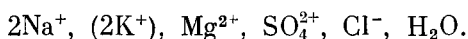
Первая попытка классифицировать их принадлежит Н. С. Курнакову (1917), который различал среди соляных озер водоемы *первого класса*, содержащие в своем составе  $MgSO_4$  и имеющие коэффициент метаморфизации  $\frac{MgSO_4}{MgCl_2} > 0$ , и водоемы *второго класса*, лишенные  $MgSO_4$  с коэффициентом метаморфизации равным нулю. К сожалению, эта классификация не охватывала всех даже сильно соленых бассейнов, тем более относительно мало минерализованных.

Более широкая классификация была предложена М. Г. Валяшко в 1933 г. «По химическому составу воды соляных озер, вместе со всеми минерализованными водами Земли,— пишет он,— можно разделить на три основных химических типа: карбонатных, сульфатных и хлоридных. Эти типы определяются взаимной комбинацией главных анионов ( $CO_3^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$  и  $Cl^-$ ) с главными катионами ( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и  $Na^+$ ). Принадлежность озерного раствора к одному из типов определяет характер физико-химических процессов в нем и ту равновесную систему, которая позволяет понять и предугадать направление этих процессов. Определяющими системами являются следующие:

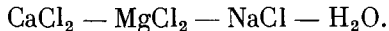
Для карбонатного типа:



Для сульфатного типа:



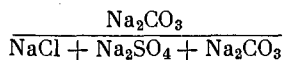
Для хлоридного типа:



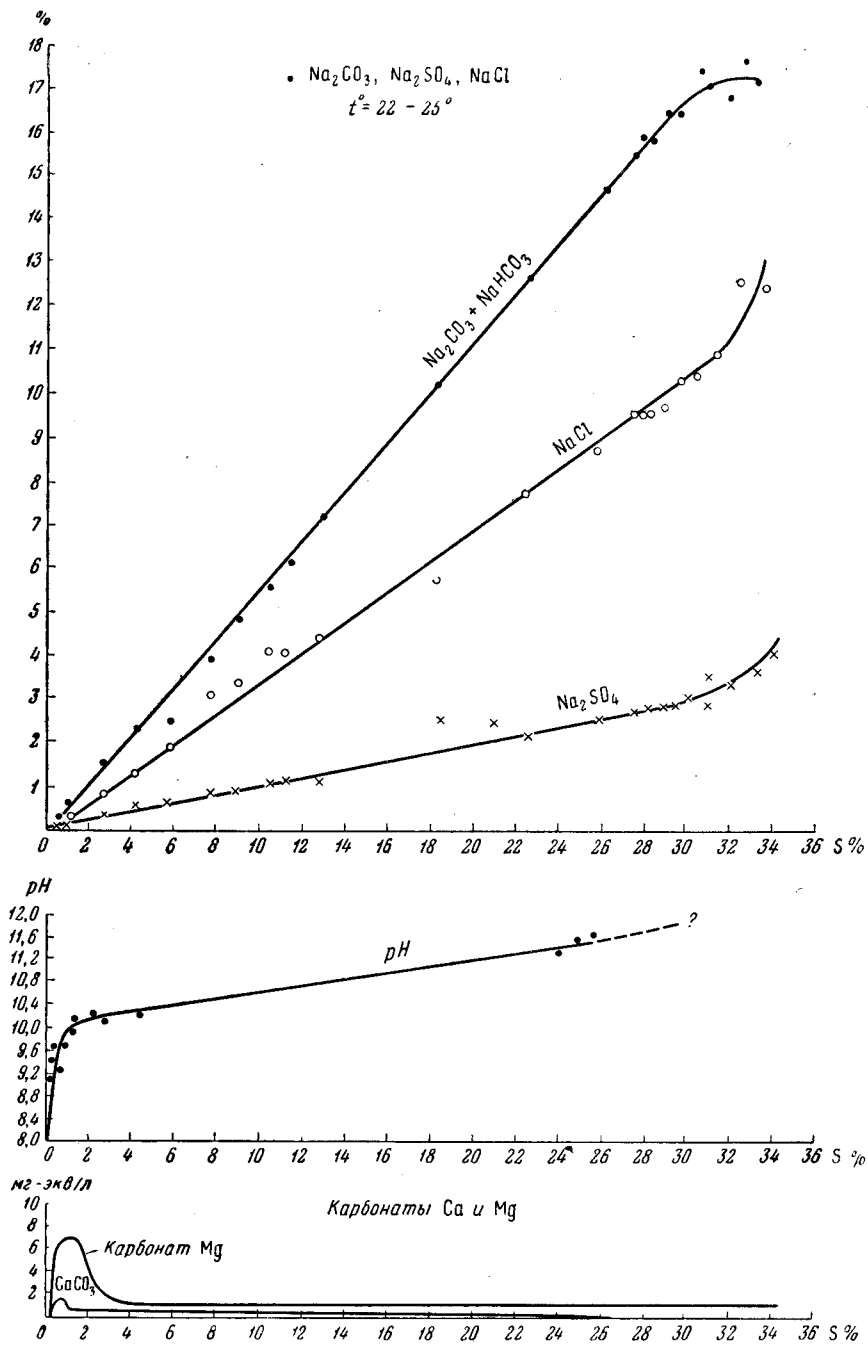
Сульфатный тип имеет два подтипа: сульфатно-натриевый и сульфатно-магниевый (хлормagneиный). Каждый из этих подтипов может быть подразделен на две группы по относительному богатству ионами  $HCO_3^-$  ( $CO_3^{2-}$ ) по сравнению с ионами  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ » (Валяшко, 1952, стр.14—15).

Классификация М. Г. Валяшко по идее очень проста, убедительна с химической стороны и потому быстро вошла в практику и получила широкое распространение. Для целей литологических она, однако, должна быть несколько детализирована и пополнена. Дело в том, что литолога в аридном типе осадочного процесса интересует не только седиментация высоких ступеней солености, но весь ход последовательных изменений осадкообразования от наименее минерализованной пресноводной стадии водоема до его крайнего осолонения. Поэтому классификация должна включать гидрохимическую характеристику начальной пресноводной стадии бассейнов каждого класса и показывать, какие изменения претерпевает эта исходная вода при ее осолонении. Только зная эту гидрохимическую эволюцию водоемов, можно разобраться в закономерностях аридной бассейновой седиментации.

На фиг. 90 представлена диаграмма концентраций содовой воды в интервале от десятых долей процента до 32%, построенная на данных по озерам Танатарской группы в Кулундинской степи. Эти озера, как известно (Страхов, 1951), представляют собою почти идеальный пример чистой содовой линии, ибо в разных звеньях процент содовости



колеблется мало и составляет приблизительно 50% ( $\pm 4\%$ ).



Фиг. 90. Диаграмма концентраций содовых озер группы Ia; система Танатаров в Кулундинской степи (по Е. С. Телентюку, 1952 г. и С. З. Макарову, 1935 г.).

Из рассмотрения диаграммы видно, что при температуре 23—25° С все три основные соли: NaCl, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> с возрастанием минерализации непрерывно концентрируются до очень высоких содержаний, не показывая при этом относительной убыли одной по отношению к другой. Лишь при соленостях свыше 28% прирост угленатриевой соли останавливается в силу насыщения ею раствора и химической осадки, тогда как NaCl и Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> продолжают концентрироваться и дальше, относительно накапливаясь в рапе.

Благодаря высоким концентрациям соды, при осолонении озер их рН стремительно растет. Уже при солености в 0,2% рН подымается до значений 9,4, а при 1% — до величины около 10. Наблюдения за рН при более высоких минерализациях единичны. При работах, проведенных нами в 1945 г. в Кулундинской степи, в оз. Таңатар 1 неоднократно констатировались величины рН, равные 11,5—11,6 при солености воды около 25%. В 1931 г. Б. Л. Исаченко в оз. Танатар также констатировались значения рН, равные 11,6, но без указания на соленость исследованной рапы (Кулундинская экспедиция, 1934—1935 гг.). Таким образом, нет никаких сомнений в прогрессирующем увеличении рН, хотя оно и происходит в дальнейшем гораздо более медленными темпами, чем в самом начале осолонения.

Совершенно иначе ведут себя кальций и магний. В самые первые моменты осолонения, при минерализации до 0,1%, кальций концентрируется в содовой воде, достигая в среднем содержания 1,5 мг-экв/л, а порою подымаясь и выше. При дальнейшем осолонении содовой воды концентрация кальция начинает убывать по затухающей кривой; с солености около 1% количество кальция падает до 0,3—0,5 мг-экв/л, а затем и до следов. Многие анализы не обнаруживают кальция вовсе, хотя наряду с ними проскальзывают и другие, показывающие содержание Са до 0,5—0,7 мг-экв/л, что представляет собою, вероятно, ошибку анализа.

История магния аналогична кальциевой, но с несколькими существенными отличиями. Максимум концентраций магния достигается несколько позже и при большей общей минерализации содовой воды, чем максимум кальция: 0,3—0,4% против 0,1%. Верхний «потолок» содержания магния в среднем гораздо выше, чем у кальция: 7—8 мг-экв/л вместо 1,5 мг-экв/л; минимальный уровень, до которого опускаются концентрации магния при последующем осолонении содовой воды, также выше, чем у кальция, — около 1 мг-экв/л (против следов у кальция).

Описанное поведение щелочноземельных металлов означает, что при прогрессирующем осолонении содовых водоемов уже очень скоро (примерно с 1%) наступает момент, когда они «изгоняются» из состава раствора; с соленостей же около 3—4% содовая вода оказывается «запрещенной» для Са («следы») и лишь в ничтожной степени «разрешенной» для магния (в пределах около 1 мг-экв/л). Единственной практически растворимой формой карбонатов в водоемах этого типа становится сода, причем при малой минерализации она существует в бикарбонатной форме, с увеличением же концентрации, как будет показано ниже, все больше переходит в монокарбонатную форму.

«Чистая линия» Танатарских озер знакомит нас с таким типом натриевых водоемов, когда сода является главенствующей солью, остальные же натриевые соли имеют подчиненное значение. Такой случай, однако, относительно редок. Гораздо чаще сода является подчиненным компонентом, а господствуют Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и NaCl, при меняющихся соотношениях между ними. Поэтому для более точной гидрохимической характеристики озера употребляют наряду с показателем общей минерализации и коэффициентом содовости еще коэффициент сульфатности:

$$K_S = \frac{Na_2SO_4}{NaCl}.$$



Для дальнейшего важно выделить три градации содовых озер: *сильно содовые* с коэффициентом содовости  $K_c > 30\%$  (индекс Ia), *умеренно содовые* —  $K_c$  от 30 до 3% (индекс Ib) и *слабо содовые* —  $K_c < 3\%$  (индекс Ib). Танатарские озера попадают в первую группу (Ia). Мы не приводим здесь диаграмм минерализации других типов содовых озер, ибо для главных солей характер их поведения принципиально не изменяется. Все соли ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) и в этом случае концентрируются в воде по мере ее общего осолонения, но только меняются местами: сернонатриевая соль или  $\text{NaCl}$  с уменьшением  $K_c$  и изменением  $K_s$  могут занять место соды и т. д. Более существенные отклонения происходят в величинах рН и в поведении  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ . По мере убывания  $K_c$  активная реакция раствора, конечно, падает с величин 11,6 до 9,6—10 как максимум. Это обстоятельство позволяет удерживаться в растворе гораздо большему количеству  $\text{MgCO}_3$ , чем ранее, а также начать накапливаться и  $\text{CaCO}_3$ , правда, очень ничтожно. Все эти изменения в поведении как главных солей, так и аксессуарных приводят постепенно к тому, что по общей гидрохимической характеристике слабо содовые озера с  $K_c < 3\%$  близко подходят к представителям сульфатного класса в его разновидности, обозначаемый в дальнейшем индексом IIa.

*Характерную черту сульфатного класса составляет полное отсутствие  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в составе растворенных солей.* Ионы  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  связывают здесь только часть  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , другая — большая доля последних связывается с  $\text{SO}_4^{2-}$ , образуя  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{MgSO}_4$ , иногда и с  $\text{Cl}^-$  в виде  $\text{MgCl}_2$ . *Появление и накопление этих солей составляет диагностический признак сульфатного класса.* Из других солей всегда и в больших количествах присутствует  $\text{NaCl}$  и часто  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ .

Для сульфатных озер характерны коэффициенты:

$$K_{\text{Mg}} = \frac{\text{MgSO}_4}{\epsilon \text{ солей}}; \quad K_S = \frac{\text{Na}_2\text{SO}_4}{\text{NaCl}} \quad \text{и} \quad K_{\text{K}} = \frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}.$$

Ввиду большого количества солей, представленных в растворе в разнообразных количественных соотношениях, сульфатный класс осолоняющихся озер (II) значительно варьирует по своей гидрохимической характеристике. В нем могут быть выделены три существенно разные группы, которые мы обозначим индексами IIa, IIб, IIв.

Характерными особенностями группы IIa являются: а) обилие  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  при малых количествах  $\text{MgSO}_4$  и отсутствии  $\text{MgCl}_2$ ; б) обилие  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$ , которые связывают здесь обычно весь  $\text{Ca}^{2+}$  и часть магния.

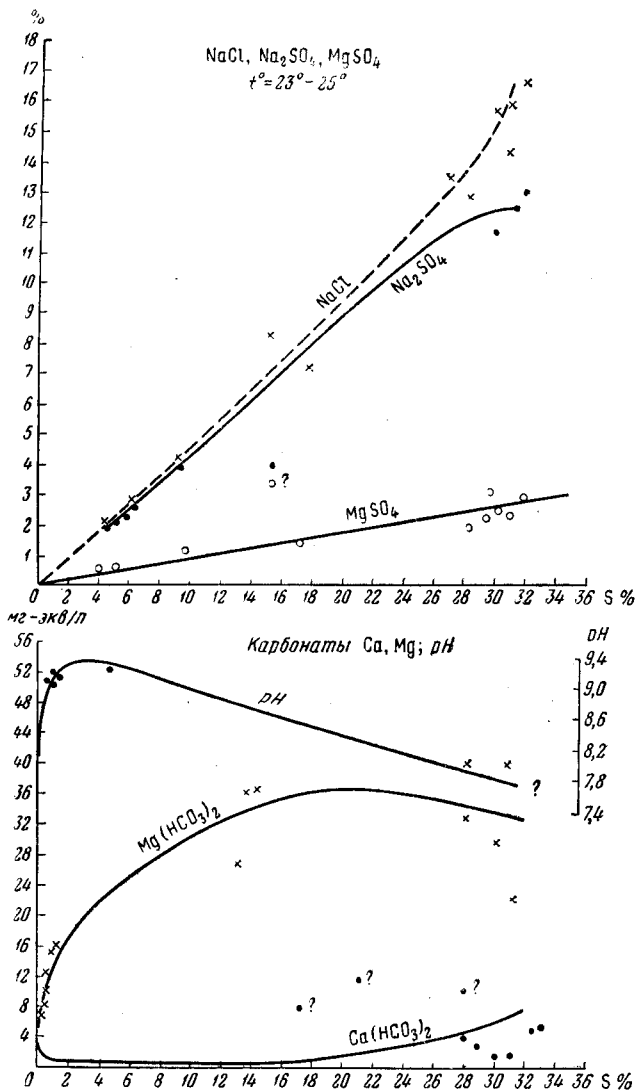
Концентрационная диаграмма этих озер, составленная главным образом по данным о Мормышанских озерах Кулундинской степи, образующих естественную лимнологическую группу, показана на фиг. 91. К сожалению, чистота линии здесь, по-видимому, несколько меньшая сравнительно с Танатарской группой.

При осолонении этих озер в условиях температуры, равной  $25^\circ \text{C}$ , основные соли  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{MgSO}_4$  непрерывно концентрируются до очень высокой общей минерализации в 26—27%. Вблизи этой точки начинается садка  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . Это обстоятельство обуславливает в дальнейшем поворот кривой сернонатриевой соли к горизонтальному направлению, а кривой  $\text{NaCl}$  — еще более круто вверх; кривая  $\text{MgSO}_4$  остается практически неизменной. Соотношение солей при более высокой минерализации на природных водоемах рассматриваемой группы, к сожалению, проследить нельзя, диаграмм же солнечного испарения рассолов до эвтонической точки пока нет.

Из аксессуарных солей характерно изменяется содержание карбонатов Са и Mg.

Начавшись с очень низких величин при минимальной минерализации воды, содержание  $\text{MgCO}_3$  в первые моменты осолонения растет очень

быстро и почти пропорционально осолонению, так что при соленостях 0,4—0,8% достигает величины 14—16 мг-экв/л. Позже темп прироста замедляется, а затем при соленостях около 20—22% (?) наступает пере-лом, и концентрация  $MgCO_3$  начинает падать. К сожалению, имеющихся данных недостаточно для уверенного построения этого второго крыла кривой, но общее падение массы  $MgCO_3$  при максимальном осолонении несомненно.

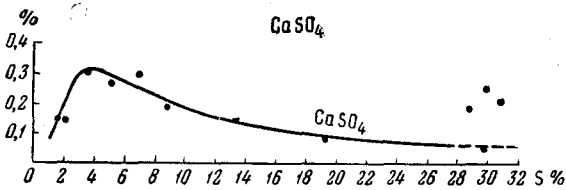
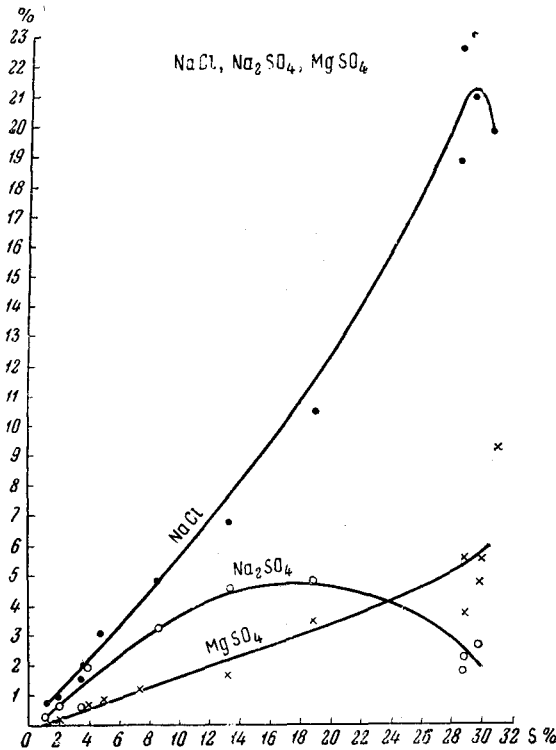


Фиг. 91. Диаграмма концентраций сульфатного класса, группа IIa (по С. З. Макарову).

Что касается углекислого кальция, то в самые первые моменты осолонения концентрация его растет и достигает 2—3 мг-экв/л при общей минерализации воды в 0,5%. Затем содержание  $CaCO_3$  в рапе убывает, спускаясь приблизительно до 1—0,75 мг-экв/л, но в поле высокой солености рапы ( $>10\%$ ) начинается новое накопление углекальцевой соли до 7—6 мг-экв/л при общей минерализации рапы в 28—32%. Этот второй подъем прослеживается пока с недостаточной полнотой, ибо у одних водоемов он виден очень отчетливо, у других же менее ясно. Можно лишь

сказать, что в общем кривая  $\text{CaCO}_3$  представляет собою смягченное зеркальное отображение кривой  $\text{MgCO}_3$ .

Очень оригинальна кривая рН. В первые моменты осолонения рН резко растет и при соленостях 0,4—0,6% достигает значений 9,2—9,4, т. е. почти своих предельных величин. При дальнейшем осолонении до 5—6% рН остается практически на том же уровне, может быть лишь слегка подымаясь (до 9,4—9,5) при соленостях 1—3%. При еще больших концентрациях солей, судя по отдельным, пока разрозненным определениям, рН вновь падает, спускаясь до 8,2 и далее до 7,8—7,6, что является следствием накопления в рапе  $\text{MgSO}_4$ .



Фиг. 92. Диаграмма концентраций сульфатного класса, группа IIб (по С. З. Макарову).

стигает насыщения, после чего его содержание в рапе быстро убывает (садка гипса!). Несколько позже, с солености  $>13\%$ , та же судьба постигает и сульфатно-натриевую соль, которая также перестает концентрироваться в рапе, а на высоких ступенях осолонения резко убывает (садка мирабилита). В этой группе озер сульфаты Ca и Na ведут себя принципиально так же, как карбонаты Ca и Mg в содовых озерах; только точки перегиба кривых резко сдвинуты вправо сообразно гораздо большей растворимости сульфатов сравнительно с карбонатами.

К сожалению, в литературе почти нет данных относительно истории  $\text{CaCO}_3$  и рН озер описываемой группы. Можно думать, однако, что по этим показателям озера группы IIб едва ли существенно отличаются от бассейнов описываемой ниже морской арало-каспийской группы.

Концентрационная диаграмма для третьей группы сульфатного клас-

сказать, что в общем кривая  $\text{CaCO}_3$  представляет собою смягченное зер-  
кальное отображение кривой  $\text{MgCO}_3$ .  
Очень оригинальна кривая рН. В первые моменты осолонения рН  
резко растет и при соленостях 0,4—0,6% достигает значений 9,2—9,4,  
т. е. почти своих предельных величин. При дальнейшем осолонении до  
5—6% рН остается практически на том же уровне, может быть лишь  
слегка подымаясь (до 9,4—9,5) при соленостях 1—3%. При еще больших  
концентрациях солей, судя по отдельным, пока раз-  
розненным определениям, рН вновь падает, спуска-  
ясь до 8,2 и далее до 7,8—  
7,6, что является следст-  
вием накопления в рапе  
 $\text{MgSO}_4$ .

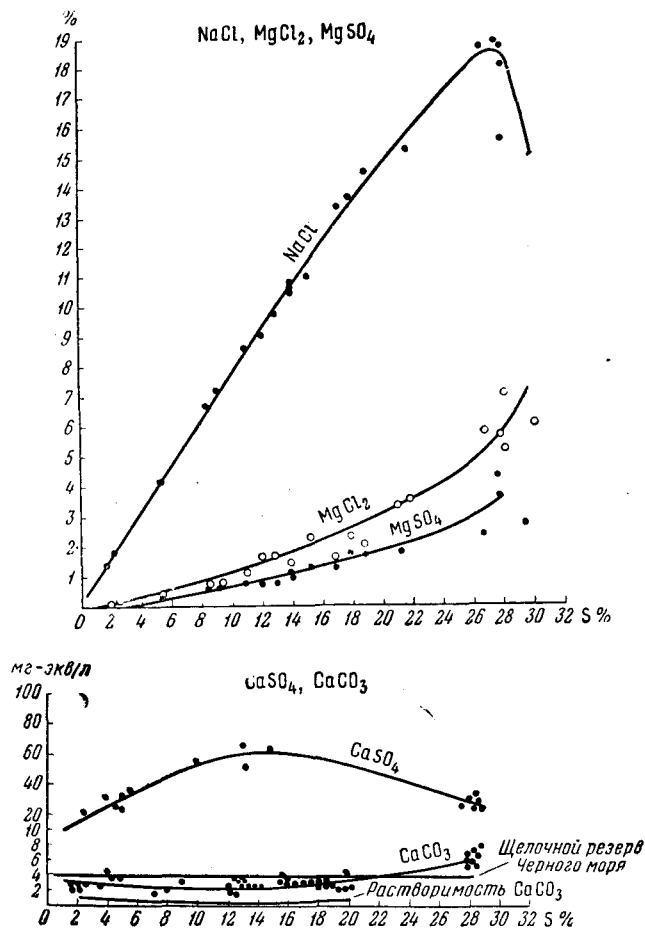
Группа IIб отличается  
от первой (IIа) всегдаш-  
ним наличием NaCl,  
 $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ , и  $\text{MgCl}_2$ ,  
а также  $\text{CaSO}_4$  в больших  
количествах. Карбонат-  
ный ион представлен сла-  
бо и связывает лишь не-  
большую часть Ca. Угле-  
магниевая соль отсутст-  
вует. Количество сульфа-  
тов в растворе достигает  
максимальных значений  
для всего сульфатного  
класса вообще.

На фиг. 92 представле-  
на концентрационная диа-  
грамма для этой группы.

При концентрировании  
воды содержания NaCl и  
KCl, а также  $\text{MgSO}_4$  рас-  
тут непрерывно по мере  
общей минерализации ра-  
пы, но сульфаты Na и  
Ca ведут себя иначе.  
 $\text{CaSO}_4$  очень быстро (при-  
мерно при  $S = 3\%$ ) до-

са озер (Пв) построена по материалам лагун Черноморского и Каспийского бассейнов.

Как видно из табл. 14, исходная черноморская вода весьма близка по соотношению солей к нормальной океанской; в ней нет ни заметного обогащения сульфатами Ca и Mg против океанской нормы, ни обеднения этими солями. Стало быть, мы имеем в данном случае тип осолонения, весьма близкий к истории минерализации океанской воды.



Фиг. 93. Диаграмма концентраций сульфатного класса, группа Пв; азово-черноморские водоемы (по Н. С. Курнакову и др.).

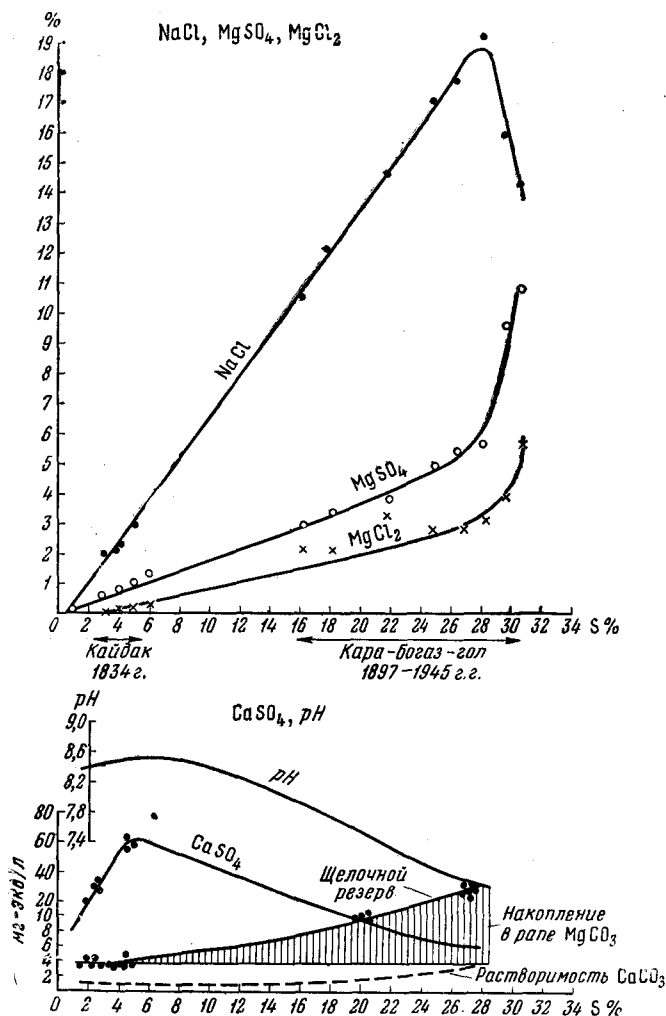
При прогрессивном осолонении такой воды, как это видно на фиг. 93 содержание NaCl непрерывно увеличивается до минерализации около 28%,

Таблица 14

Состав солевой массы Черного моря и Океана

| Водоемы               | Содержание солей, в % |                   |      |       |                   |                   | Соленость, % | $\frac{MgSO_4}{MgCl_2}$ |
|-----------------------|-----------------------|-------------------|------|-------|-------------------|-------------------|--------------|-------------------------|
|                       | CaSO <sub>4</sub>     | MgSO <sub>4</sub> | KCl  | NaCl  | MgCl <sub>2</sub> | CaCO <sub>3</sub> |              |                         |
| Океан . . . . .       | 3,94                  | 6,40              | 1,69 | 78,32 | 9,44              | 0,21              | 34,30        | 0,67                    |
| Черное море . . . . . | 2,58                  | 7,11              | 2,99 | 77,72 | 9,07              | 1,59              | 18,46        | 0,77                    |

после чего кривая быстро выполаживается, и затем идет вниз, что свидетельствует о начавшейся садке поваренной соли. Напротив, кривые  $MgSO_4$  и  $MgCl_2$  с этой же солености начинают подниматься еще более круто, пассивно отражая убыль из раствора хлористого натрия. Содержание в рассолах сернокислого кальция до минерализации около 14% непрерывно увеличивается: при этой минерализации достигается точка насыщения гипса ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ), после чего под давлением

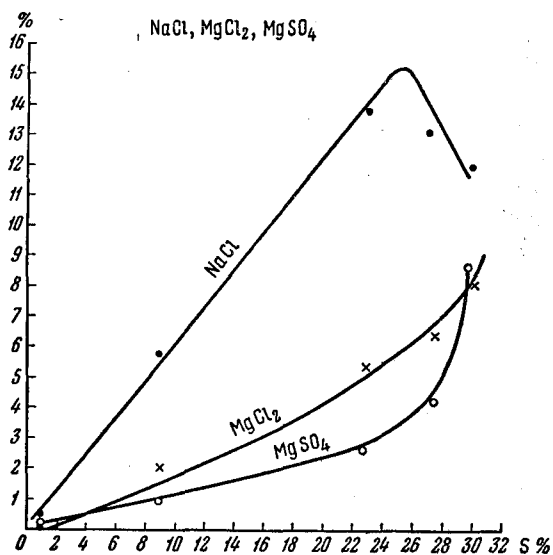


Фиг. 94. Диаграмма концентраций сульфатного класса, группа IIв; заливы Каспийского моря.

$MgSO_4$  концентрации сульфата кальция быстро убывают. Кривая щелочного резерва представляет собою как бы зеркальное отображение в смягченной форме кривой  $CaSO_4$ . Характерно, что растворимость  $CaCO_3$  при 30°, полученная нами экспериментально и нанесенная на диаграмму, дает кривую, изумительно сходную с кривой щелочного резерва водоема. Только начиная от точки перегиба при 14—15% между линиями  $CaCO_3$  и щелочного резерва намечается некоторое расхождение, все возрастающее по мере осолонения рапы; но оно в общем очень незначительно и ничуть не затемняет отмеченного сходства сравниваемых кривых.

Это сходство позволяет утверждать, что при осолонении водоемов азово-черноморского типа щелочной резерв рапы практически определяется содержанием  $\text{CaCO}_3$ , всегда пересыщающим раствор и изменяющимся обратно закону развития  $\text{CaSO}_4$ . Примесей, влияющих на щелочной резерв, здесь очень мало, причем накапливаются они лишь после того, как  $\text{CaSO}_4$  насытит воду и начнет оседать в виде гипса.

Что касается рН рассолов, то вначале он слегка растет до величины 8,6, а затем неуклонно падает до величины ниже 7 на высоких ступенях осолонения (влияние больших масс сернокислого и хлористого магния).



Фиг. 95. Диаграмма концентраций сульфатного класса, группа IIв; приаральские озера.

Характерные изменения происходят при осолонении воды Каспийского и Аральского морей. Отличительную особенность их составляет, как это видно на табл. 15, резкая обогащенность уже исходной воды сульфатами Ca и Mg, сохраняющаяся и при дальнейшем осолонении (фиг. 94,95).

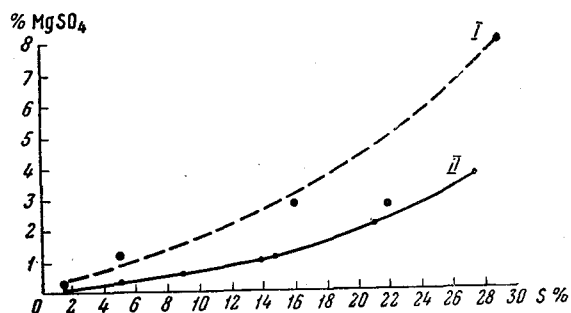
Таблица 15

Состав солевой массы Черного, Каспийского и Аральского морей (по Книповичу, 1938)

| Водоемы                   | Содержание солей, в % |                 |      |       |                 |                 | Соленость, % | $\frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}$ |
|---------------------------|-----------------------|-----------------|------|-------|-----------------|-----------------|--------------|---------------------------------------|
|                           | $\text{CaSO}_4$       | $\text{MgSO}_4$ | KCl  | NaCl  | $\text{MgCl}_2$ | $\text{CaCO}_3$ |              |                                       |
| Черное море . . . . .     | 2,98                  | 7,11            | 2,99 | 77,72 | 9,07            | 1,59            | 18,6         | 0,77                                  |
| Каспийское море . . . . . | 6,92                  | 23,58           | 1,21 | 62,15 | 4,54            | 1,24            | 12,86        | 5,20                                  |
| Аральское море . . . . .  | 12,91                 | 25,80           | 1,87 | 56,72 | 1,36            | 0,93            | 11,28        | 19,00                                 |

Обогащенность сульфатами сказывается на концентрационной диаграмме арало-каспийских водоемов весьма характерно. Благодаря их обилию в исходной воде, сернокальциевая соль в каспийских заливах достигает точки насыщения и начинает садиться из воды примерно при 5% общей минерализации, а не при 14%, как в черноморской группе водоемов;

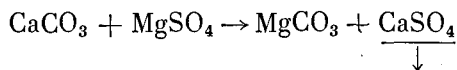
в поле же высокой солености концентрации  $\text{CaSO}_4$  падают до гораздо более низких величин сравнительно с водоемами азово-черноморского типа. Отсюда — весьма крутой подъем кривой  $\text{CaSO}_4$  в интервале соленостей от 1 до 5 % и резкое падение ее в дальнейшем. В озерах приаральских, в связи с их еще большей обогащенностью  $\text{CaSO}_4$ , насыщение воды гипсом и садка последнего происходят при еще меньшей солености, всего в 3%. Напомню, что некоторые эвригалинные двустворки (например, *Cardium edule*) могут обитать в этих морях вплоть до соленостей около 5%. Это



Фиг. 96. Соотношения  $\text{MgSO}_4$  в лагунах и озерах арало-каспийского (I) и азово-черноморского (II) типов.

влечет за собою первичное захоронение их раковин в типично гипсовом или известково-гипсовом илу. Такие непонятные на первый взгляд «аномалии» действительно и наблюдаются в природе и указывались, например, в заливе Кайдак до его обсыхания (Макаров, 1935), а также на субфосильном горизонте Кара-Богаз-Гола (Страхов, 1947).

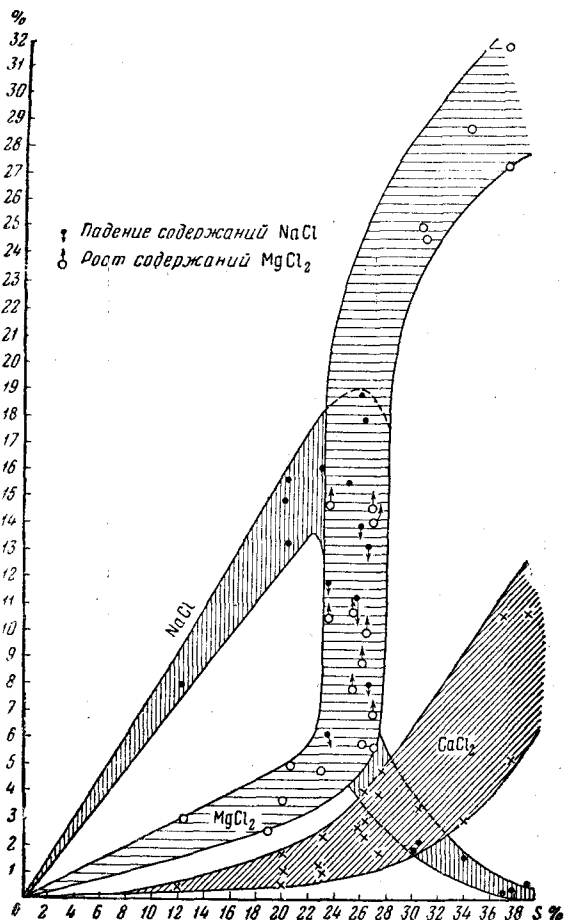
Но еще более резко сказывается обогащенность арало-каспийских водоемов сульфатами на щелочном резерве осолоняющейся рапы. В Каспии, Култуке и Кайдаке он составляет 3,2—4,0 мг-экв/л (изредка до 5), в Кара-Богаз-Голе подымается уже до 13—14 мг-экв/л, а в оз. Куули достигает 22—35 мг-экв/л. При этом до минерализации меньше 5% между растворимостью  $\text{CaCO}_3$  и щелочным резервом наблюдается достаточный параллелизм; при соленостях же выше 5% наступает резкое расхождение. *Щелочный резерв явно и очень резко обгоняет очень медленный подъем кривой растворимости  $\text{CaCO}_3$ .* Это означает, что в арало-каспийских лагунах и озерах, в отличие от водоемов азово-черноморского типа,  $\text{CaCO}_3$  играет подчиненную роль в формировании щелочного резерва на высоких стадиях осолонения рапы. Главный прирост его обязан накоплению в рапе какого-то нового компонента (или компонентов). Важно отметить, что появление и концентрация этого дополнительного компонента происходят лишь после того, как  $\text{CaSO}_4$  насытит рапу и начнет накапливаться в осадке. Это ясно указывает, что причиной роста щелочного резерва рапы арало-каспийских водоемов является возникновение  $\text{MgCO}_3$  по реакции Гайдингера:



Эта реакция включается после того, как  $\text{CaSO}_4$  насытит воду и начнет уходить в осадок. Тот же процесс, несомненно, имеет место и в водоемах азово-черноморского типа, но в них он едва намечен, отчего прирост щелочного резерва там выражен крайне слабо. Более интенсивное течение реакции Гайдингера в водоемах арало-каспийской группы объясняется тем, что, во-первых, в них эта реакция начинает «работать» гораздо раньше, чем в водоемах азово-черноморской группы, в силу гораздо более

раннего насыщения воды  $\text{CaSO}_4$ ; во-вторых, содержание  $\text{MgSO}_4$  в водах арало-каспийских бассейнов гораздо выше, чем в водах бассейнов азово-черноморских, что по закону действующих масс должно сильнее смещать реакцию вправо (фиг. 96).

Хлоридный класс осолоняющихся водоемов отличается от сульфатного отсутствием сульфата магния, взамен чего в растворе в большом избытке накапливается  $\text{MgCl}_2$  и появляется  $\text{CaCl}_2$ . Солоноватоводные и слабо



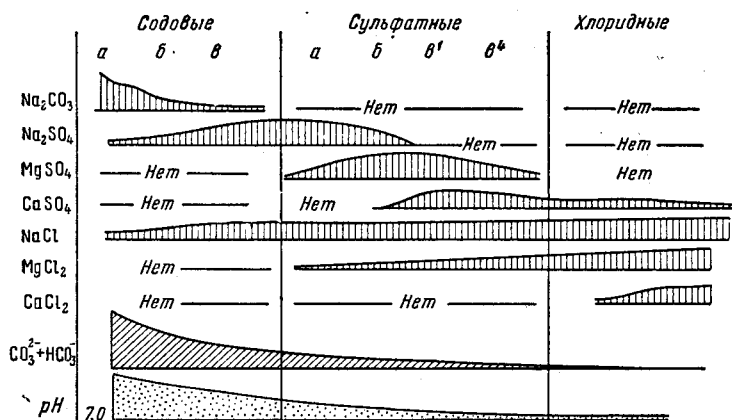
Фиг. 97. Диаграмма концентраций хлоридного класса III; озера перекопской группы (по Н. С. Курнакову и С. Ф. Жемчужникову).

минерализованные представители этой группы пока неизвестны, высоко-соленые же ее члены уже давно описаны Н. С. Курнаковым (1917) на примере Крымских озер Перекопской группы. На фиг. 97 изображена концентрационная диаграмма этих озер для главных членов солевой массы:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CaCl}_2$ . Диаграмма ясно распадается на два поля — до солености 25% и свыше 25%. До минерализации в 25% все соли непрерывно накапливаются в растворе, не мешая, так сказать, друг другу, ибо находятся в стадии ненасыщения. При солености в 25% хлористый натрий достигает насыщения, и это обстоятельство сразу меняет в дальнейшем все соотношения. Под давящим влиянием  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CaCl}_2$ , имеющих с  $\text{NaCl}$  общий ион, концентрация хлористого натрия начинает быстро падать, а концентрация  $\text{MgCl}_2$  — быстро расти; при соленостях в 36—38% хлористый натрий практически изгоняется из рассола, а  $\text{MgCl}_2$  занимает в



нем господствующее положение; одновременно резко увеличивается и содержание  $\text{CaCl}_2$ .

Из изложенного видно, что гидрохимические черты водоемов разных типов становятся все более различными по мере того, как нарастает их общая минерализация. И если в отправном пункте эволюции, на стадии пресноводной, эти различия еще очень слабы и практически не проявляются в осадкообразовании, то чем сильнее осолоняются бассейны, тем резче становится разница их вод и соответственно осадков. Это сказывается помимо солевого состава рапы еще и в такой важной ее особенности, как pH. У содовых водоемов прогрессивное возрастание щелочности приводит к чрезвычайно высоким значениям  $\text{pH} \gg 11,6$ . У сульфатных водоемов группы IIa pH также очень высок: но у других групп снижается, особенно на высоких стадиях осолонения; у хлоридных бассейнов pH низкий. Так, процессы осолонения, наряду с различиями солевого состава,



Фиг. 98. Распределение солевых компонентов по основным гидрохимическим типам водоемов.

порождают и крупную разницу щелочно-кислотного режима; при этом у некоторых групп щелочность достигает таких высоких величин, какие неизвестны ни в какой другой седиментационной зоне на поверхности Земли.

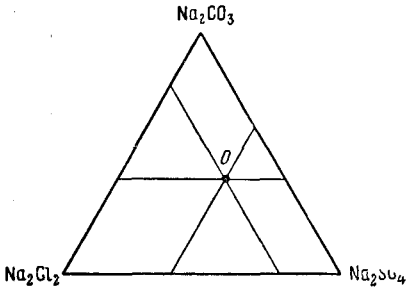
При всем разнообразии конкретных гидрохимических черт соляных водоемов, в общей картине их составов ясно проступают закономерности, особенно если сравнивать бассейны одинаковой солёности. Эти закономерности отражены на диаграмме (фиг. 98). При переходе от содовых озер к хлоридным резко убывает общая карбонатность воды, ее щелочной резерв и одновременно pH. Масса сульфатов увеличивается от содовых озер к сульфатным и вновь резко падает в озерах хлоридных. При этом изменяется и разнообразие сульфатных солей: в содовых озерах это только  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , в сульфатных —  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$ , в хлоридных только  $\text{CaSO}_4$ ; таким образом, присутствие в составе сульфатов  $\text{MgSO}_4$  свойственно только классу сульфатных озер и никаким другим; этот признак для них специфический, так сказать, диагностический. Хлориды в содовых озерах представлены умеренно и только в виде  $\text{NaCl}$ ; в сульфатных озерах масса хлоридов возрастает, и в составе их наряду с  $\text{NaCl}$  появляется  $\text{MgCl}_2$ ; в хлоридных озерах масса хлоридов становится наибольшей, а состав наиболее разнообразным —  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$ .

В общем же можно сказать, что в тех водоемах, где какая-либо группа солей — карбонаты, сульфаты, хлориды — представлена наиболее, и состав этой группы наиболее разнообразен; с убывью общей массы данной солевой группы убывает и разнообразие составляющих ее солей.

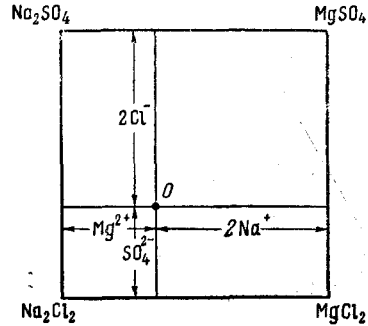
## 6. О НЕКОТОРЫХ ПРИЕМАХ ГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА ВОДЫ СОЛЯНЫХ БАССЕЙНОВ

Заканчивая характеристику гидрохимических особенностей современных осолоняющихся водоемов, остановимся вкратце на методике исследования их состава на высоких ступенях минерализации, применяемой в галургии, при изучении собственно солевого осадкообразования.

В основу этой методики положено изображение солевого состава в виде диаграмм, на которых учитываются только легко растворимые компоненты, при исключении мало растворимых — таких, как  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,



Фиг. 99. Схема отсчетов для фигуративной точки  $O$ , находящейся внутри треугольника.



Фиг. 100. Схема отсчетов для фигуративной точки  $O$ , находящейся внутри квадрата Иенеке.

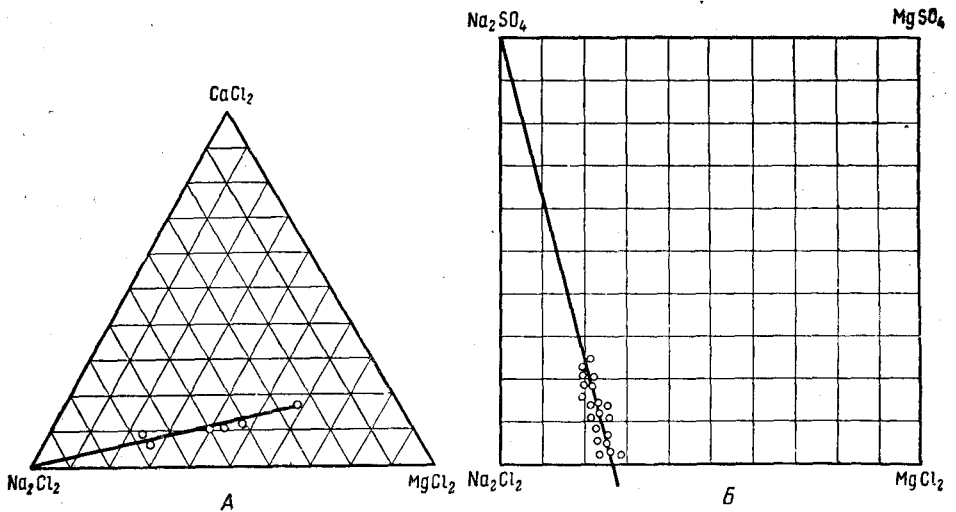
$\text{CaSO}_4$ , а также солей калия, как содержащихся в рапе в очень малых количествах. При этих ограничениях для содовых озер солевой состав сводится к триаде:  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ — $\text{Na}_2\text{SO}_4$ — $\text{NaCl}$ , которая и изображается с помощью равностороннего треугольника. При нанесении фигуративной точки состава данного раствора сумма указанных трех солей принимается за 100; содержание каждой соли выражается в процентах от суммы и наносится по обычным правилам построения такого рода диаграмм (фиг. 99).

Совершенно тот же прием употребляется для построения диаграммы вод хлоридного типа. При этом состав солей сводится к сумме  $2\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CaCl}_2$ .

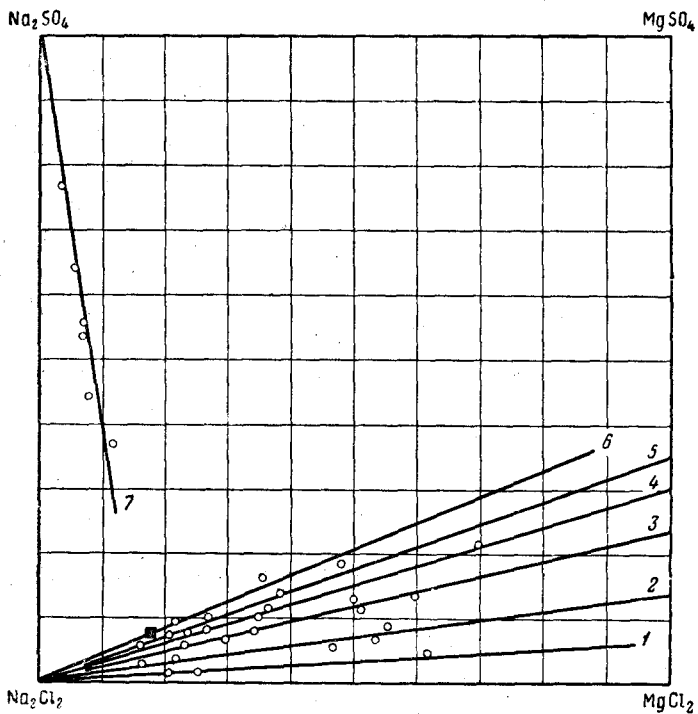
Сложнее диаграмма для вод сульфатного типа, так как количество солей здесь больше:  $2\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$ . Для изображения по предложению Иенеке принимается квадрат, по вершинам которого представляются указанные соли, но таким образом, чтобы по горизонтали они отличались катионом, по вертикали анионом. После пересчета состава раствора — по содержаниям ионов — на эквивалентную форму, получаем:  $2\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+} = \text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$ ; принимая сумму катионов и соответственно сумму анионов за 100%, можем написать:  $2\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+} = 100$ ;  $\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^- = 100$ .

Из чертежа (фиг. 100) видно, что для нанесения фигуративной точки раствора на диаграмму, необходимо знать величины (в %) всего двух ионов — одного катиона (обычно берется  $\text{Mg}^{2+}$ ) и одного аниона (обычно  $\text{SO}_4^{2-}$ ), ибо два другие будут каждый раз дополнением до ста. Откладывая от вершины  $\text{Na}_2\text{Cl}_2$ , как начала отсчета, по ординате величину  $\text{SO}_4^{2-}$ , а по абсциссе величину  $\text{Mg}^{2+}$ , получаем точку  $O$ , изображающую данный раствор.

Пользуясь этими диаграммами, можно легко следить за изменениями состава воды бассейна в ходе осолонения. При этом необходимо иметь в виду следующую основную особенность диаграмм. Если при изменениях солености рапы ни одна из солей, изображаемых по вершинам, не



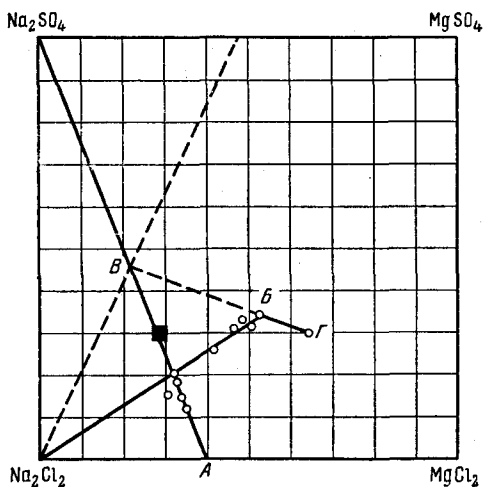
Фиг. 101. Солевой состав рапы оз. Красного (А) в XIX и XX вв. и оз. Кучук (В) в период 1930—1944 гг. (по О. Д. Кашкарову).



Фиг. 102. Солевой состав рапы некоторых озер в XIX и XX вв. (по О. Д. Кашкарову).

1 — оз. Индер; 2 — оз. Карабаш и оз. Керлеутское; 3 — оз. Сакское до 1895 г. и оз. Геничское; 4 — оз. Сакское после 1900 г. и оз. Сасык-Сиваш; 5 — оз. Чеكرанское; 6 — оз. Аджи-Вайчи и Черное море (черный квадрат); 7 — оз. Мормышанское.

образует твердых фаз и не уходит в донные отложения, фигуративная точка раствора на диаграммах не меняет своего положения. Это и естественно, если учесть, что фигуративные точки в данном случае *отображают только соотношения солей в растворе*, но не абсолютные содержания их, как было, например, на наших концентрационных диаграммах (см. фиг. 91—97). Смещения точек на диаграмме возникают только при кристаллизации солей из раствора, ибо только в этом случае наступают изменения в соотношениях солей. Иными словами, диаграммы можно с пользой употреблять лишь при изучении высоко минерализованных растворов, сажащих твердые фазы.



Фиг. 103. Солевой состав рапы залива Кара-Богаз-Гол с 1927 по 1945 г. в летний период (по О. Д. Кашкарову); квадратом обозначен состав каспийской воды (по С. В. Бруевичу).

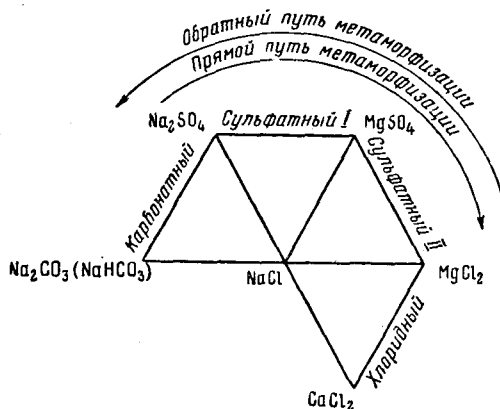
На фиг. 101 изображены изменения состава растворов хлоридного оз. Красного, садившего  $\text{NaCl}$ . Фигуративные точки располагаются на одной прямой, выходящей из вершины  $\text{Na}_2\text{Cl}_2$  и показывающей, что от года к году в составе рапы роль  $\text{NaCl}$  падает, а роль  $\text{CaCl}_2$  и  $\text{MgCl}_2$  возрастает. Эта прямая демонстрирует таким образом ход кристаллизации  $\text{NaCl}$  и получила название *луча кристаллизации галита*.

На диаграмме (фиг. 102) в нижней половине показаны лучи кристаллизации хлористого натрия у ряда озер сульфатного типа; различие их показывает, что у разных водоемов кристаллизация галита наступает и протекает при заметно разных соотношениях солей в рапе, что и естественно. В левом верхнем углу изображен луч кристаллизации мирабилита в оз. Мормышанском.

При сложном ходе осадочного процесса, когда после кристаллизации одной соли наступает кристаллизация другой, на диаграмме возникает ломаная кривая, состоящая из нескольких отрезков. Примером могут служить изменения состава рапы Кара-Богаз-Гола за 1920—1955 гг., показанные на диаграмме (фиг. 103). Здесь до 1938 г. имела место только осенняя садка мирабилита, потому все точки, отображающие осенний состав рапы в этот период, лежат на прямой  $\text{Na}_2\text{SO}_4 - A$ , проходящей через точку, отвечающую составу воды Каспийского моря. С 1938 г. началась летняя садка галита, вызвавшая изменение пути кристаллизации, которым для летнего периода является прямая  $\text{Na}_2\text{Cl}_2 - B$ , поскольку выпадающий в осенний период мирабилит полностью растворяется к началу лета. В 1944 г. в озере началась совместная летняя садка галита и

астраханита состава, отвечающего точке *B*; это соответствует новому изменению пути кристаллизации, выражением которого является прямая *B — B' — Г*.

Нетрудно заметить, что применяемые для графического изображения треугольники имеют общие стороны с квадратом. Так, треугольник  $\text{Na}_2\text{CO}_3 - 2\text{NaCl} - \text{Na}_2\text{SO}_4$  имеет с квадратом общую сторону  $\text{Na}_2\text{Cl}_2 - \text{Na}_2\text{SO}_4$ , а треугольник  $\text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{Na}_2\text{Cl}_2$  имеет с квадратом общую сторону  $\text{MgCl}_2 - \text{Na}_2\text{Cl}_2$ . Это обстоятельство позволяет применить



Фиг. 104. График химического состава основных химических типов природных соляных вод, их взаимная связь и переход из одного типа в другой под влиянием процессов метаморфизации (по М. Г. Валяшко).

обобщающую диаграмму, состоящую из двух треугольников и квадрата с совмещенными сторонами, которая охватывает уже все гидрохимические типы современных соляных водоемов (фиг. 104). Это, как будет показано ниже, удобно для обозрения всего процесса химических изменений рапы и солеобразования за летнее и зимнее время.

### 7. ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАПЫ СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ СРАВНИТЕЛЬНО С ВОДОЙ БАССЕЙНОВ МАЛОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Чтобы правильно подойти к изучению процессов химической седиментации в осолоняющихся водоемах, необходимо — кроме знания их гидрохимических типов — иметь в виду некоторые специфические физико-химические свойства их рапы, отличающие ее от тех растворов малой минерализации, с которыми исследователь имеет дело в зонах гумидных.

Одной из характерных физических особенностей осолоняющейся рапы является заметное увеличение ее плотности (удельного веса) и вязкости. Насколько увеличиваются эти показатели, можно видеть из следующих данных Л. Л. Эзрохи (1953), приведенных в табл. 16.

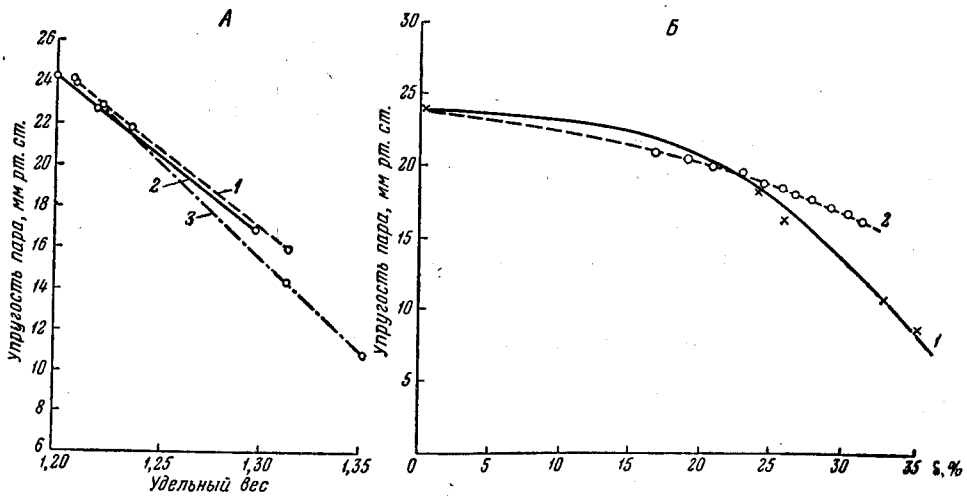
Другой важной особенностью рапы осолоняющихся водоемов является падение интенсивности испарительного процесса с поверхности рапы по мере ее осолонения. Это и естественно. Ведь одним из основных факторов, регулирующих интенсивность испарения, является упругость водяного пара над растворами. Упругость же эта при одной и той же температуре уменьшается по мере увеличения концентрации солей в растворе (фиг. 105, *A* и *B*). Неизбежным следствием отсюда и является *ослабление испарения с поверхности осолоняющихся бассейнов и, следовательно, уменьшение темпов осолонения на высоких ступенях их минерализации.*

Плотность и вязкость рассолов при 25°

| Раствор                  | Содержание солей, в %           |            |                   |                   |                                     | Плотность, кг/м <sup>3</sup> | Абс. вязкость в сантипуазах |
|--------------------------|---------------------------------|------------|-------------------|-------------------|-------------------------------------|------------------------------|-----------------------------|
|                          | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> | NaCl + KCl | MgCl <sub>2</sub> | MgSO <sub>4</sub> | Mg (HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> |                              |                             |
| Рапа оз. Кучук . . . . . | 6,64                            | 15,55      | 4,39              | —                 | —                                   | 1,218                        | 2,33                        |
| То же . . . . .          | 0,27                            | 18,23      | 4,66              | —                 | —                                   | 1,178                        | 1,85                        |
| Рапа Кара-Богаз-Гола . . | —                               | 0,60       | 27,80             | 2,50              | 0,50                                | 1,297                        | 9,60                        |
| То же . . . . .          | —                               | 1,20       | 25,70             | 2,50              | 0,50                                | 1,310                        | 8,30                        |
| »                        | —                               | —          | 32,80             | 1,70              | 0,40                                | 1,332                        | 11,90                       |
| Вода дистиллированная    | —                               | —          | —                 | —                 | —                                   | 1,000                        | 0,895                       |

В настоящее время имеется ряд цифровых данных, позволяющих количественно представить себе это замедление. В 1934 г. И. Б. Фейгельсон (1936) наблюдал на оз. Эльтон с апреля по октябрь испарение воды с соленостями от 0 до 36° Ве' (градусы Боме), что отвечало соленостям от нуля до 34,06 %.

Результаты оказались следующими (табл. 17).



Фиг. 105. Упругость пара растворов разного состава и минерализации.

А. Растворы NaCl при 35°: 1, 2, 3 — растворы разного состава. Б. Растворы NaCl + MgSO<sub>4</sub> + MgCl<sub>2</sub>: 1 — экспериментальные растворы (по Е. Ф. Соловьевой); 2 — карабогазская рапа (по Т. В. Роде).

По мере приближения раствора к эвтонической точке испарение воды резко и все сильнее уменьшалось и при 36° Ве' составляло лишь 11 % от исходной — для дистиллированной воды.

Эти выводы были несколько позже (в 1940 г.) подтверждены на оз. Индер Я. И. Тычино и М. Г. Валяшко (1952), которые изучали испарение: 1) воды; 2) насыщенного раствора NaCl; 3) рапы; 4) сильвинитовой рапы, отвечающей началу садки KCl; 5) карналлитовой рапы, отвечающей началу садки KCl, MgCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O; 6) эвтонической рапы, отвечающей садке карналлита, MgCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O и MgSO<sub>4</sub>·6H<sub>2</sub>O. Испарение велось в испарителях площадью 3000 см<sup>2</sup>. Результаты показаны в табл. 18.

Таблица 17

Испарение воды оз. Эльтон  
(по Фейгельсону)

| Концентрация рассолов, °Be | Коэффициент испарения |
|----------------------------|-----------------------|
| 0                          | 1                     |
| 20                         | 0,73                  |
| 24                         | 0,63                  |
| 26                         | 0,53                  |
| 28                         | 0,38                  |
| 30                         | 0,37                  |
| 33                         | 0,24                  |
| 36                         | 0,11                  |

Таблица 18

Сравнительная испаряемость рассолов  
различной концентрации  
(по Я. И. Тычию и М. Г. Валяшко)

| Раствор                           | Суммарная испаряемость за май — сентябрь, мм | % к воде |
|-----------------------------------|--|----------|
| Вода в почве . . . . .            | 1579   | 100      |
| Насыщенный раствор NaCl . . . . . | 1229   | 76,7     |
| Рапа оз. Индер . . . . .          | 1179   | 74,6     |
| Сильвинитовая рапа . . . . .      | 971  | 61,0     |
| Карналлитовая рапа . . . . .      | 740  | 46,5     |
| Эвтоническая рапа . . . . .       | 122,4  | 7,8      |

И в этом случае по мере осолонения рассолов интенсивность испарения с их поверхности резко убывала и становилась ничтожной величиной. Озеро все более неохотно отдает свою воду по мере того как осолоняется. Если первые ступени осолонения проходятся водоемами сравнительно легко и быстро, то в дальнейшем переход от одной стадии к другой становится все более медленным и трудным. Достижение же последних этапов минерализации и эвтонической точки осуществляются с максимальным трудом и медленностью.

Особенно низко падает испарение, когда озеро вступает в стадию сухого, т. е. когда летом уровень рапы опускается ниже уровня соли и рапа становится межкристалльной. На том же оз. Индер было поставлено сравнительное изучение испарения воды с поверхности рассола и с поверхности новосадки (табл. 19).

Таблица 19

Испарение (в мм) соли с поверхности оз. Индер в 1940 г.

|                        | Май  | Июнь | Июль | Август | Сентябрь | Сумма |
|------------------------|------|------|------|--------|----------|-------|
| Соль озерная . . . . . | 0,12 | 1,89 | 1,22 | 1,72   | 0,31     | 5,30  |
| Рапа озерная . . . . . | 97   | 187  | 240  | 277    | 142      | 896   |

Из цифр явствует, что испарение с поверхности соли за сезон в 169 раз меньше испарения с поверхности рапы. Уход рапы под соль действует как своего рода «защитная реакция» озера на сухость климата. Она позволяет озеру стабилизироваться и лишь медленно увеличивать концентрацию своих донных рассолов и накапливать в донных отложениях более легко растворимые минералы.

Все сказанное показывает, что реализация последних ступеней осолонения водоемов в истории Земли была явлением сравнительно редким, а достижение эвтонии и ее длительное сохранение — событием даже исключительным. Весьма мало распространены поэтому и минеральные накопления, связанные с последними стадиями минерализации, особенно с эвтоникой (бораты (?), бишофит и пр.); напротив, отложения ранних ступеней осолонения (доломит, гипс и т. д.) распространены широко и встречаются почти повсеместно.

*Несмотря на прогрессирующее ослабление темпов испарения и осолонения озер по мере минерализации их рапы, скорость химического осаждения в них в годичном цикле не только не уменьшается, но резко растет. Причина несоответствия заключается в резком увеличении растворимости солей, осаждающихся на более высоких ступенях осолонения. Убедиться в этом можно следующим расчетом. Допустим, что испарилось по литру каждого из трех растворов, из которых первый был слабо минерализован и мог садить лишь  $\text{CaCO}_3$ , второй — более соленым и осаждал гипс, а третий — весьма соленым и осаждал  $\text{NaCl}$ . У первого раствора испарение одного литра могло дать в осадке от 0,150 до 0,300 г  $\text{CaCO}_3$ , смотря по щелочному резерву раствора; литр второго раствора мог дать около 4 г  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (соответственно его растворимости); литр же третьего раствора мог осадить около 250 г  $\text{NaCl}$  (по ее растворимости). Из сопоставления цифр видно, насколько ускоряется процесс химического осаждения веществ при летнем испарении все более осолоненных озер и лагун, несмотря на явное замедление испарения с их поверхности. Все возрастающая растворимость солей не только компенсирует эффект замедления испарения на высоких ступенях осолонения, но и многократно превосходит его, создавая ярко выраженное ускорение седиментационных процессов в ходе осолонения. Борьба противоположных тенденций завершается победой фактора возрастающей растворимости солей над замедляющимся испарением рассола.*

Весьма интересные изменения происходят при осолонении в самой структуре раствора и в формах нахождения в нем ряда солевых компонентов.

Напомню, что при растворении электролитов полярно заряженные молекулы воды атакуют поверхность кристалла соли и отрывают от нее как положительно заряженные атомы металлов (катионы), так и отрицательно заряженные — анионные атомы или комплексы. При этом вокруг отторгнутых от солевой массы катионов и анионов образуются гидратные оболочки из молекул  $\text{H}_2\text{O}$ . Поэтому в водном растворе соли, например  $\text{CaCO}_3$ , имеются, с одной стороны, катионы  $\text{Ca}^{2+}$ , окруженные некоторым количеством молекул воды, ориентированных к кальцию отрицательно заряженным концом молекул, а другой — анионы  $\text{CO}_3^{2-}$ , окруженные некоторым числом молекул  $\text{H}_2\text{O}$ , ориентированных к  $\text{CO}_3^{2-}$  своим положительно заряженным полюсом.

Интенсивность связи молекул гидратной оболочки с центрально расположенным катионом или анионом неодинакова у разных веществ. Чем больше заряд катиона (или аниона) и чем меньше его радиус, тем крепче связь гидратной оболочки с ионом; чем меньше заряд катиона и больше его радиус, тем связь эта слабее и тем легче отторгаются от этой оболочки молекулы воды. В общем же по степени гидратации катионы и



анионы распределяются в следующем порядке:

$\text{Li} > \text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Sr} > \text{Rb} > \text{Cs} > \text{Ba} > \text{Cl} > \text{Br} > \text{HCO}_3 > \text{I} > \text{SO}_4$   
 рад. иона 0,78 0,98 1,33 0,78 1,06 1,27 1,49 1,65 1,43 1,81 1,96 2,65 2,20 2,95

В этом ряду малые ионы с небольшими радиусами, как Li, Na и др., отличаются наиболее устойчивыми гидратными оболочками, а большие ионы, как  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ , — наиболее слабыми.

При осолонении водоемов расстояния между гидратированными ионами все больше сокращаются. Это ведет, к прогрессирующему разрушению их гидратных оболочек. Ионы постепенно как бы оголяются. Одновременно начинает усиливаться их ассоциация в недиссоциированные молекулы, в результате чего появляются кристаллоподобные структуры соли, что доказывается рентгенограммами. В сильно концентрированных солевых растворах преобладает уже структура солевой массы, а молекулы растворителя (воды) располагаются среди ионов и молекул, образующих зародыши солевых кристаллов. Структура раствора приближается постепенно к «твердообразному» состоянию (Киреев, 1956; Филатов, 1956).

Параллельно с указанными изменениями общей структуры солевого раствора происходят существенные перемены в формах нахождения отдельных его солевых компонентов. Особенно ярко это прослеживается на карбонатах Ca, Mg, Na. В табл. 20 представлены относящиеся сюда данные для  $\text{CaCO}_3$  — по исследованиям Камерона и автора настоящей работы.

Таблица 20

Формы нахождения углекальциевой соли в растворах солей

| MgSO <sub>4</sub> ,<br>% | CaCO <sub>3</sub> ,<br>мг-экв/л | Форма карбонатов растворенных (в % от суммы растворенного вещества) |                   | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ,<br>% | CaCO <sub>3</sub> ,<br>мг-экв/л | Форма карбонатов растворенных (в % от суммы растворенного вещества) |                   |
|--------------------------|---------------------------------|---|-------------------|--|---------------------------------|---|-------------------|
|                          |                                 | Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>                                  | CaCO <sub>3</sub> |  |                                 | Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>                                  | CaCO <sub>3</sub> |
| 1                        | 3,48                            | 100   | 0                 | 0                                      | 1,14                            | 100   | 0                 |
|                          |                                 |   |                   | 0,28                                   | 1,84                            | 100   | 0                 |
|                          |                                 |   |                   | 0,52                                   | 2,14                            | 100   | 0                 |
| 3,5                      | 4,41                            | 92  | 8                 | 1,17                                   | 2,74                            | 94  | 6                 |
|                          |                                 |   |                   | 3,68                                   | 3,76                            | 93  | 7                 |
| 8                        | 4,76                            | ?   | ?                 | 7,40                                   | 4,28                            | 87  | 13                |
|                          |                                 |   |                   | 11,61                                  | 4,56                            | 80  | 20                |
| 15                       | 4,24                            | 88  | 12                | 18,48                                  | 4,90                            | 70  | 30                |
| 20                       | 3,57                            | 84  | 16                | 21,27                                  | 5,04                            | 69  | 31                |
| 25                       | 3,47                            | 72  | 26                | 25,59                                  | 5,34                            | 65  | 35                |
| По Н. М. Страхову        |                                 |   |                   | По Камерону                            |                                 |   |                   |

Из цифр видно, что с увеличением минерализации раствора бикарбонатная форма углекислого кальция убывает, средняя же соль за счет этого растет; при крайних степенях осолонения средняя соль составляет уже до  $\frac{1}{3}$  всей массы растворенного углекислого кальция.

Еще резче такого рода перестройка наблюдается у  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , как это явствует из табл. 21.

Но максимальные изменения форм нахождения свойственны все же углекислому магнию. При соленостях рапы ниже 7% это соединение присутствует преимущественно в бикарбонатной форме; во всяком случае,

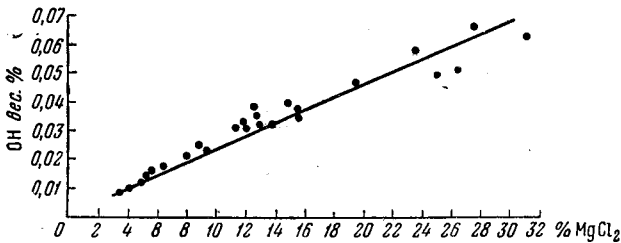
Соотношение  $\text{NaHCO}_3$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в содовых озерах разной солености  
(по Е. С. Телютюку)

| Озера и годы исследований    | Общая минерализация, % | $\text{NaHCO}_3$ , % | $-\text{Na}_2\text{CO}_3$ , % | $\text{NaHCO}_3$ , % от суммы карбонатов | $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , % |
|------------------------------|------------------------|----------------------|-------------------------------|--|------------------------------|
| Танатар V, 1949 . . . . .    | 1,0                    | 0,37                 | 0,31                          | 65                                       | 35                           |
| Танатар VI, 1947 и 1948 . .  | 1,48                   | 0,46                 | 0,37                          | 55                                       | 45                           |
| —                            | 2,79                   | 0,57                 | 1,04                          | 35,5                                     | 64,5                         |
| Танатар VI, 1948 . . . . .   | 4,11                   | 0,54                 | 1,82                          | 23                                       | 77                           |
| Танатар VI, 1945 . . . . .   | 7,80                   | 0,93                 | 3,01                          | 23                                       | 77                           |
| Танатар I, 1945 и 1949 . . . | 18,46                  | 1,74                 | 8,47                          | 17                                       | 83                           |

ощутимых масс основной соли не улавливается. При больших соленостях появляется вначале монокарбонатная форма, а затем и основная соль углекислого магния во все возрастающих количествах. По данным В. И. Ильинского (1927), соотношение разных форм углекислого магния при возрастающей солености рапы Сакского озера имеют такой вид:

| Соленость рапы (°Be) | Форма углемагниевого соли                        |
|----------------------|--|
| 11,7 . . . . .       | $2\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2 \cdot \text{MgCO}_3$ |
| 17,3 . . . . .       | близка к $\text{MgCO}_3$                         |
| 28,4 . . . . .       | $5\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$    |
| 36,5 . . . . .       | $3\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$    |

Одновременно с возникновением основных карбонатов магния в сильно соленой рапе постепенно все больше формируются комплексные соединения типа  $\text{MgO} \cdot n\text{MgCl}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ , возникающие от гидролиза  $\text{MgCl}_2$ .



Фиг. 106. Отношение общей щелочности (ОН) к  $\text{MgCl}_2$  в рапе Сакского озера (по В. П. Ильинскому)

Указанием на наличие в рапе основных хлоридов магния является, по В. П. Ильинскому, тот замечательный факт, что абсолютная величина щелочности рапы является линейной функцией хлористого магния и мало изменяется от содержания остальных солей, от времени, температуры, места и способа получения рапы (фиг. 106). Здесь наблюдается то самое комплексобразование, о котором говорилось выше. Наличие магниевых комплексов основного типа объясняет ряд свойств, присущих рапе современных морских лагун. Так, рапа сильно осолоненных лагун способна поглощать заметные количества хлора, идущего, очевидно, на усреднение веществ основного типа. При приливании к рапе растворов хлоридов или сульфатов тяжелых металлов, — особенно  $\text{CuSO}_4$  и  $\text{BaCl}_2$ , осаждаются их основные хлориды или окислы. Наконец, при разбавлении рапы дистиллированной водой pH ее значительно возрастает, очевидно за счет

гидролиза основных солей магния; при стоянии разбавленного раствора рН опять доходит до нормы в силу поглощения  $\text{CO}_2$  из воздуха и нейтрализации  $\text{OH}$  ионов, возникших при гидролизе (В. А. Ковда).

Тем удивительнее, что, несмотря на явную и несомненную концентрацию в сильно соленой рапе комплексов основного характера, рН рапы современных морских лагун не растет, а падает, и притом значительно (см. фиг. 93, 94). В этом нельзя не видеть влияния основного солевого фона рапы.

Весьма вероятно, что изменения форм нахождения, подобные только что описанным, испытывают при осолонении также соли других слабых кислот, например борной, кремневой и др., но эти вопросы еще не изучены.

Итак, *повышение удельного веса и вязкости раствора; замедление темпов испарения воды с его поверхности; постепенная потеря ионами их гидратных оболочек и возникновение молекулярных и комплексных соединений; наконец, переход бикарбонатных форм  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ , и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в монокарбонатные, а в некоторых случаях и в основные соли (у  $\text{MgCO}_3$ ), — вот важнейшие новые физико-химические черты, которые приобретает рапа водоемов аридных зон по мере осолонения. Учет этих черт позволяет гораздо глубже понять всю специфику осолоняющихся водоемов как среды седиментации и их глубокие отличия в этом отношении от водоемов зон гумидных.*

## 8. ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ В РАПЕ СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ

Чрезвычайный интерес вызывает окислительно-восстановительный режим в рапе осолоняющихся водоемов.

В настоящее время имеется ряд определений  $E_h$  в приморских осолоняющихся лагунах и озерах, которые раскрывают весьма любопытную картину.

По определениям В. Г. Савича (1950), в нескольких Таманских водоемах (лиман Цокур, оз. Соленое, Тузлянская лагуна)  $E_h$  этого рода бассейнов заметно ниже, чем в водоемах морских. «В известный период, связанный с временным их опреснением, — пишет названный автор, — в их воде наблюдаются более высокие положительные величины ОКВ потенциала ( $E_h = +300$  mv). При обычной же для них высокой солености для их водной среды характерны не только более пониженные величины ОКВ потенциала, от  $E_h = +224$  mv до  $E_h = -249$  mv (лиман Цокур, оз. Соленое, центральная Тузлянская лагуна), но и еще более низкий и уже отрицательный ОКВ потенциал: по измерениям 7/VIII — 1947 г. в оз. Соленом  $E_h$  рапы равен  $-12$  mv и по измерениям 11/VI — 1948 г. и 6/VIII — 1947 г. в южной Тузлянской лагуне и во впадинах от воронок  $E_h = -203$  и  $-205$  mv. Таким образом, величина ОКВ потенциала падает вместе с увеличением содержания солей; величины ОКВ потенциала в открытом плесе всегда выше, чем в прибрежной полосе; в замкнутых водоемах... величина ОКВ потенциала всегда ниже; отрицательные величины ОКВ потенциала наблюдались только в редких случаях в сильно соленых водоемах» (Савич, 1950, стр. 148—149). Если исключить эти редкие случаи, то граница окислительной и восстановительной среды в соленых водоемах обычно совпадает с границей ила и наддонной воды; изредка она смещается вверх, в наддонную воду, и никогда не опускается вниз, в ил.

Весьма интересные данные об окислительно-восстановительном потенциале соленой рапы были опубликованы недавно К. А. Овсянниковой (1951) для оз. Саки (табл. 22).

В этих цифрах важно подчеркнуть следующие два момента: а) в пунктах I и II, представляющих собою периферийные части озера, замерены

рН и Еh осадков соленых озер  
(по К.А. Овсянниковой)

| Пункты | Место взятия пробы  | Дата    | Глубина рапы, см | рН   | Еh, mv      | Плотность рапы, °Вé |
|--------|---|---------|------------------|------|-------------|---------------------|
| I      | Михайловская засуха близ буферного бассейна                               | { 14/VI | 5                | 7,89 | +382        | 10,0                |
|        |   | 9/III   | 2                | 7,60 | +325        | 13,0                |
| II     | Южный берег на расстоянии 8 м слева от артезиана при впадении его в озеро | 14/VI   | 5                | 7,55 | +349        | 10,7                |
| III    | С правой стороны эстакады регенерационного бассейна                       | { 15/VI | 25               | 7,85 | +274        | 10,6                |
|        |   | 25/VI   | 5                | 7,75 | +240        | 13,3                |
| IV     | У контрольной будки в конце эстакады                                      | { 30/VI | 40               | 7,65 | +258        | 11,6                |
|        |   | 9/VII   | —                | 7,70 | +263        | 13,7                |
|        |   | 25/VII  | 30               | 7,75 | +293<br>(?) | 18,1                |

более высокие положительные значения Еh по сравнению с пунктами III и IV, находящимися в центре озера; б) с уменьшением глубины рапы и с увеличением плотности ее в каждом пункте Еh снижается (пункты I и III). Последний вывод совпадает с данными В. Г. Савича, но первый противоречит им; причина расхождения пока неясна.

#### 9. ОРГАНИЧЕСКОЕ НАСЕЛЕНИЕ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ГЕОХИМИЮ ОСОЛОНЯЮЩИХСЯ ВОДОЕМОВ

При осолонении бассейнов органическое население с качественной стороны — по видовому составу — быстро беднеет, но никогда не исчезает совсем. Существует ряд низших организмов, которые обитают и в необычайно соленой воде. «Так, в оз. Урмия в Сев. Иране, — пишет Н. М. Книпович, — в период повышенной солености до 22,4%, наблюдались еще малочисленные ракообразные; в оз. Булак (иначе «Красное» и «Малиновое»), близ форта Александровского на Мангышлаке, Суворов обнаружил при солености 28,5% ... множество жгутиковых *Dunaliella*, от которых зависит характерная окраска воды этого озера, а в консервированной пробе ила, взятой отсюда, он нашел хорошо сохранившихся ракообразных, коловраток, личинок насекомых, какую-то форму червей и водорослей». (Книпович, 1938). В Мертвом море при солености 28—29% констатированы три формы живых бактерий и какое-то, ближе не определенное, одноклеточное со жгутиком. В Большом Соленом озере (США) при солености 21% живут ракообразные из рода *Artemia*. То же в Эль-тоне, оз. Кучук, Яровом и других озерах высокой солености. Красный цвет их воды часто бывает обусловлен обилием этих рачков или же наличием микроскопической водоросли *Dunaliella*.

Качественная бедность организмами сочетается в соляных озерах часто с весьма большим количественным обилием экземпляров еще живущих видов, что создает значительную, а иногда высокую биологическую продуктивность соляных водоемов. Лишь при очень высоких соленостях (свыше 12—20%) продуктивность начинает более или менее быстро убывать.

В литературе можно найти ряд весьма красочных описаний обилия органической жизни в озерах.

«Уже при первом беглом знакомстве, — пишет Б. Л. Исаченко, — озера Танатары поражают богатством органической жизни, которая

буквально кишит в рапе озер и следы которой видны везде на берегу: в рапе плавают мириады личинок *Ephydra*, а куколки ее покрывают все торчащие из воды предметы и массами лежат на дне озера. Громадные количества *Artemia* оживляют рапу. На берегу слоем в несколько сантиметров вышиной лежат выброшенные отложения куколок *Ephydra* и тела различных насекомых, среди которых значительную роль играют крылатые муравьи. Всевозможные разжиревшие водяные птицы, начиная с чаек и кончая куликами или им подобными пернатыми, сидят на берегу, питаются обильными количествами тех же муравьев и различных прямокрыльми».

«На Танатаре III к животному миру присоединяются синезеленые тела *Anabenaopsis*, которые встречаются в рапе такими массами, что планктонная сетка быстро засоряется, а вода в банке оказывается переполненной колониями этой водоросли» (Исаченко, 1934, стр. 155).

Эти наблюдения произведены над содовыми озерами, соленость которых тогда не превышала 9%. Но вот данные по сульфатному оз. Кучук, соленость которого была тогда 16—19%.

«В Кучуке,— пишет тот же автор,— в большом количестве развивается организм, известный пока только для этого озера — *Dzensia*, описанный Н. Н. Ворониным. Количество *Dzensia* в рапе озера в береговой полосе изумительно. Синезеленые или оливкового цвета колонии этого организма можно наблюдать в виде оливково-зеленых крупных тел в полосе прибоя. Дно озера вблизи берега покрыто довольно значительным слоем частью живой, часть разложившейся уже массы *Dzensia*. При более сильном прибое *Dzensia* выбрасывается на берег, на котором виден как бы цементированный ее слизистыми телами береговой песок. Цементирование песка настолько солидно, что без особого труда можно снимать большие пленки и даже пласты, состоящие из скрепленных между собою, как бы схваченных отдельных песчинок и водорослей, соединенных невидимой прозрачной скрепой. В тех местах, где отложения *Dzensia* на берегу достигают более значительных количеств, виден уже не песок, а слой растительной массы, покрывающей его». (Исаченко, 1934, стр. 154).

То же наблюдается и в хлормагниевоом озере Б. Яровом, с соленостью рапы около 14—15%.

К этим ярким характеристикам Б. Л. Исаченко могу добавить, что при посещении мною оз. Кучук в 1946 г. оно было красным от огромного скопления рачков *Artemia salina*, а на оз. Яровом обильная пена, выбрасываемая при волнении на берег, состояла из яиц этого животного.

Сколь большого развития могут достигать порою в соленых озерах отдельные виды, можно убедиться еще на примере Большого Соленого озера в США. Эрдлей указывает, что копролиты рачка *Artemia salina* местами настолько переполняют осадок, что становятся прямо-таки породообразующими, покрывая площадь в сотни тысяч гектаров и давая массы в тысячи тонн.

Таблица 23

Биомасса в заливах Каспия

| Районы   | Соленость, % | Биомасса (число экземпляров в 1 л.) |              |             | Биомасса бентоса, г/м <sup>2</sup> |
|--|--------------|-------------------------------------|--------------|-------------|------------------------------------|
|  |              | Паннопланктон                       | Фитопланктон | Зоопланктон |                                    |
| Каспийское море, у сев. побережья Бузачи . . . | 10,0         | —                                   | 1 154 430    | Мало        | 50,26                              |
| Область бора . . . . .                         | 15,0—16,5    | 69 606 000                          | 4 000 000    | 115 000     | 171,00                             |
| Мертвый Култук . . . . .                       | 31,8—35,6    | 506 411 000                         | 10 850 000   | 140 000     | 200?                               |
| Кайдак . . . . .                               | 35,5—41,7    | 569 059 000                         | 5 000 000?   | 208 000     | 257,4                              |
| Кара-Кичу . . . . .                            | 49,1—59,5    | 83 032                              | Данных нет   | 15 000      | 50,8                               |

Интересные изменения органического мира отмечаются в лагунах Каспийского моря. В табл. 23 сопоставлены изменения солености Култука — Кайдака с их живым веществом.

По мере осолонения, биомасса всех основных групп органического мира вначале явственно возрастает, а затем с некоторой солености, отвечающей примерно насыщению воды  $\text{CaSO}_4$ , падает.

В гораздо более соленом Кара-Богаз-Голе органический мир качественно чрезвычайно беден: 9 видов водорослей и 2 вида бактерий<sup>1</sup>. Но один из видов водорослей — *Aphanothece salina* достигает зато, по крайней мере местами, исключительно сильного цветения. «У самого уреза воды, — пишет А. Д. Пельш (1937), — берег Кургuzuльской бухты в районе оз. № 6 опоясан мощной лентой студенистой массы, окрашенной в разнообразные оттенки зеленого оливкового и розоватого цветов. Ширина ленты доходит до 15—20 м, при толщине 0,5 м и более. Микроскопическое изучение этой коллоидальной слизи показало почти чистую естественную культуру названной водоросли. Общую спайность огромной массы водоросли можно объяснить укрытостью бухты от волнения в заливе и малой глубиной воды, также препятствующей волнению, возникающему в самой бухте. Водорослевое желеобразное скопление прогревается под прямыми лучами солнца настолько, что пройти эту массу босыми ногами довольно неприятно. Под таким мощным экраном для лучей дно, наоборот, кажется очень холодным. Весь пласт энергично фотосинтезирует, судя по отделению пузырьков газа ( $\text{O}_2$ ).

«Описываемое скопление водоросли прикрывает часть берега в виде уплотненной массы черного цвета, издающей при раскапывании резкий неприятный запах с участием сероводорода.

В Сартаской бухте *Aphanothece salina* плавает по линии берега в виде океанских волнением пластинчатовидных колоний разнообразной окраски, от розоватой до сине-зеленой, что особенно заметно по разрыву. Очень много таких колоний можно находить на песчаных местах плоского берега за линией галечного бугра, образованного штормами. Здесь они принимают вялый вид и издают неприятный запах. Это — крепко засоленные экземпляры. Среди камней у обрывистых берегов колоний *Aphanothece* раздроблены волнением на слизистые рваные клочки. Необходимо отметить, что это своего рода вегетативное размножение водоросли. Зачерпнутые в банку клочки продолжают на свету хорошо ассимилировать и через некоторое время, при спокойном стоянии, вновь склеиваются в общую массу, как это обнаруживают и фиксированные формалином пробы».

«В Чагала *Aphanothece salina*, среди неровностей берега, местами образует обильные густые скопления в виде «каши» из раздробленных волнением (открытый берег) мелких зеленоватых клочьев ее колоний. Описываемые скопления *Aphanothece salina* оказались странствующими в зависимости от господствующего направления ветра. Они могут быть отгнаны в открытую часть залива и наоборот или занимают новые позиции к ветру среди мелких изрезанностей береговой черты. Колонии *Aphanothece salina* были собраны и в пелагической зоне залива во время переезда на парусной туркменке».

При обследовании Кара-Богаз-Гола в 1894 г. А. А. Остроумовым было отмечено, что летом вода его переполнена рачками *Artemia salina*. В то время соленость Кара-Богаз-Гола была около 18%, в 1934 же году при работах В. Д. Пельша рачков уже не существовало, хотя заметное количество их яиц еще уцелело (Пельш, 1937).

Нужно заметить, впрочем, что органическое вещество в морских заливах и лагунах не только автохтонного происхождения. Много его

<sup>1</sup> Вблизи пролива, соединяющего Кара-Богаз-Гол с Каспием, разнообразие бактерий возрастает (до 8 видов).

заносится из моря втекающей в бассейн водой. Так, в Сев. Сиваш из Азовского моря вносится такая масса органического материала, что он отлагаясь при входе в северный водоем, образует обширные отмели — пристанища перелетных птиц. То же в Кара-Богаз-Голе. А. А. Остроумов, занимавшийся в 1897 г. зоологическими исследованиями пролива, произвел примерный подсчет макроскопически видимых обрывков главным образом красных водорослей и листьев *Ruppia*, вносимых течением в залив. Расчет был самый умеренный, так как произведен для слабого течения, и тем не менее дал 200 кг органического вещества в сутки. При таких условиях естественно, что и содержание растворенного органического вещества в водах соленых лагун значительно выше, чем в воде морей, и составляет, например, в Кара-Богаз-Голе 4—5 мг/л против 3 мг/л в Каспии.

*И все же, несмотря на обилие органического вещества в воде соляных водоемов, приходится признать, что роль организмов в их геохимии весьма незначительна и резко упала сравнительно с тем, что наблюдается в водоемах гумидных зон и даже на начальной стадии развития соляных водоемов.*

Обратим внимание на то, что все организмы, обитающие в соляных водоемах, лишены твердого скелета из  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , фосфатов или каких-либо других минеральных солей (вроде  $\text{BaSO}_4$ ,  $\text{SrSO}_4$ ,  $\text{CaF}_2$ , и т. д.). Это означает, что названные минеральные соединения и многие другие уже не вовлекаются непосредственно в биогенные процессы, как это имеет место в морях и озерах малой минерализации. Очень важно также, что органический мир соляных озер качественно исключительно беден и ограничивается всего немногими видами, а массовое развитие обычно свойственно всего одному виду. Это может, конечно, только суживать, а не расширять область воздействия живого вещества на химические процессы, протекающие в озере. Исключительный интерес с этой точки зрения представляет щелочно-кислотный режим. У морей и озер гумидных зон он, как мы знаем, полностью определяется жизнедеятельностью организмов. У озер осолоняющихся дело обстоит иначе. Из диаграмм (см. фиг. 93—97) видно, что при осолонении вначале, на большем или меньшем интервале соленостей, разным у разных типов водоемов, рН растет, а затем начинает более или менее значительно падать, слабо — в группе содовых озер, сильнее — в группах сульфатного класса. У последних при соленостях 22—25% рН приближается к 7, а при еще больших — уходит даже в кислое поле. Объясняется это прогрессивным накоплением в рапе указанных групп озер  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$ , дающих растворы с кислой реакцией.

Характерно также, что в суточном цикле рН воды соляных озер отличается большой устойчивостью и практически постоянен. Но в годичном гидрохимическом цикле, в связи с общими колебаниями солености, он может испытывать довольно значительные колебания. Все это свидетельствует о том, что *щелочно-кислотный режим осолоняющихся водоемов определяется их солевой массой, а не влиянием органического мира, как это имеет место в морях и озерах гумидных поясов.*

Таким образом, рН рапы и ее щелочной резерв — два наиболее чувствительных индикатора воздействия организмов на водную среду озер — при осолонении водоемов все больше уходит из-под контроля биоса. У натриевых (содовых) озер высвобождение происходит уже очень рано, на относительно невысоких соленостях, у озер сульфатного класса (группа IIa) — позже, при более высокой минерализации, а у водоемов группы IIв еще позже. Но наличие такого процесса свойственно всем осолоняющимся континентальным озерам аридной зоны.

Вряд ли можно сомневаться в том, что характеристика органического мира и его все ослабевающего воздействия на геохимию соляных бассей-

нов, построенная на данных по современным водоемам, в основе своей справедлива и для осолонявшихся бассейнов геологического прошлого, притом в равной мере как континентальных озерных, так и морского происхождения.

#### 10. ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ НА СРЕДНИХ И ВЫСОКИХ СТУПЕНЯХ ОСОЛОНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМОВ

Прогрессирующее осолонение водоемов аридной зоны до 25—30% и выше имеет два важнейших и характерных седиментационных следствия.

*Первым является расширение диапазона химического осаждения сравнительно с тем, что имеет место в бассейнах зоны гумидной.* В осадкообразование вовлекаются все новые солевые компоненты и само оно как бы стремится дойти до своего логического конца и нередко до него доходит, т. е. заканчивается садкой не только механических взвесей, попавших в водоем, и трудно растворимых солей, но и всех или почти всех наиболее растворимых соединений — сульфатов и хлоридов Ca, Mg, Na, K, а также F, Br и прочих элементов.

*Другим следствием осолонения водоемов является приобретение осадкообразованием ярко выраженного стадийного характера.* При относительно низких соленостях химически осаждаются только наиболее трудно растворимые карбонаты кальция и магния; на этой карбонатной стадии к химически осевшим веществам присоединяются обычно еще большие массы обломочного материала и возникают более или менее сильно карбонатизированные пески, алевролиты, глины и мергели, располагающиеся в водоемах совершенно по той же схеме, что и в бассейнах гумидных областей; при малой же подаче обломочного материала формируются чистые карбонатные осадки — известняки и доломиты и переходные между ними отложения. На более высокой стадии осолонения кроме карбонатов начинают осаждаться сульфатные минералы: гипс, тенардит, мирабилит, глауберит, астраханит; эта сульфатная стадия характеризуется обычно гораздо меньшей загрязненностью солей обломочным материалом, который обособляется обычно в отдельные более или менее значительные пласты, отвечающие моментам опреснения бассейна и прекращения садки сульфатных минералов. При высоких соленостях начинается садка галита часто только одного, но иногда в сопровождении комплексных хлоридных и сульфатных солей калия и магния; минералы же предыдущих стадий на этой хлоридной стадии обычно подавлены и присутствуют лишь в качестве примесей. Подмесь обломочного материала, как правило, ничтожна, причем он также обособляется в терригенные прослои, отвечающие разбавлению воды бассейнов и прекращению садки галита и сопровождающих минералов.

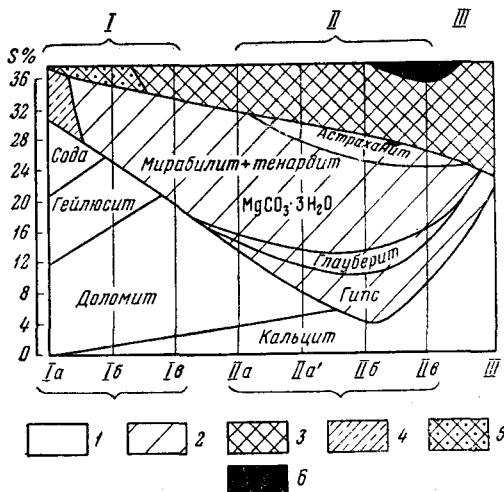
Конкретное течение хомогенной седиментации определяется гидрохимическим типом бассейна. Схема ее изображена на диаграмме фиг. 107. По оси абсцисс отложены гидрохимические группы озер, причем Ia означает сильно содовые озера, в солевой массе которых  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  составляет  $>30\%$ ; Ib — умеренно содовые озера с  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  от 30 до 3%; Iv — слабо содовые озера с  $\text{Na}_2\text{CO}_3 < 3\%$ . Знаком II обозначены озера сульфатного класса; IIa означает натриево-магниевые озера, в которых из сульфатов представлены лишь  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{MgSO}_4$ ; IIa' — магниевые озера; IIб — натриево-магниевые-кальциевые, с содержанием  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{CaSO}_4$ ; IIв — магниевые-кальциевые, у которых из сульфатов имеются лишь  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{CaSO}_4$ . Индекс III присвоен озерам хлоридного класса, содержащим в воде  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$  из сульфатов же лишь  $\text{CaSO}_4$  (в небольших количествах).

В соответствии со сказанным выше, седиментация всех типов озер проходит через карбонатную, сульфатную и хлоридную стадии, но дли-



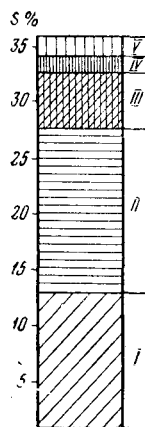
тельность этих стадий и их минералогическая характеристика у водоемов разных гидрохимических групп резко различны.

Карбонатная стадия наиболее длительна в классе содовых озер, где охватывает интервал соленостей до 25—27% (фиг. 108). Вместе с тем она отличается здесь наибольшим разнообразием минералов: кальцит, доломит, гейлюсит, сода, термонатрит, трона. При этом садка  $\text{CaCO}_3$  отвечает ничтожной исходной солености (<0,1%), садка доломита — соленостям до 12—13% гейлюсита — свыше 13%, а соды и прочих минералов обычно свыше 20%. С переходом к умеренно содовым озерам исчезают сода, термонатрит, трона; у слабо содовых озер прекращает садиться и гейлюсит. В течение всей карбонатной стадии в избытке накапливаются также магнезиальные силикаты типа сепиолит-керолит.



Фиг. 107. Общая схема галогенеза в современных соленых водоемах аридных озер.

I — содовые озера: Ia — сильно содовые ( $K_c > 30\%$ ), Ib — умеренно содовые ( $K_c 30-3\%$ ), Ic — слабо содовые ( $K_c < 3\%$ ); II — сульфатные озера: IIa — натриево-магниевые, IIa' — магниевые-натриевые; IIb — натриево-магниевые-кальциевые; IIb' — магниевые-кальциевые; III — хлоридные озера с NaCl,  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CaCO}_3$ .  
1 — карбонатная стадия; 2 — сульфатная стадия; 3 — хлоридная стадия; 4 — сульфатные осадки сильно загрязнены примесями соды; 5 — галит сильно загрязнен примесями сульфатов натрия; 6 — калийные соли.



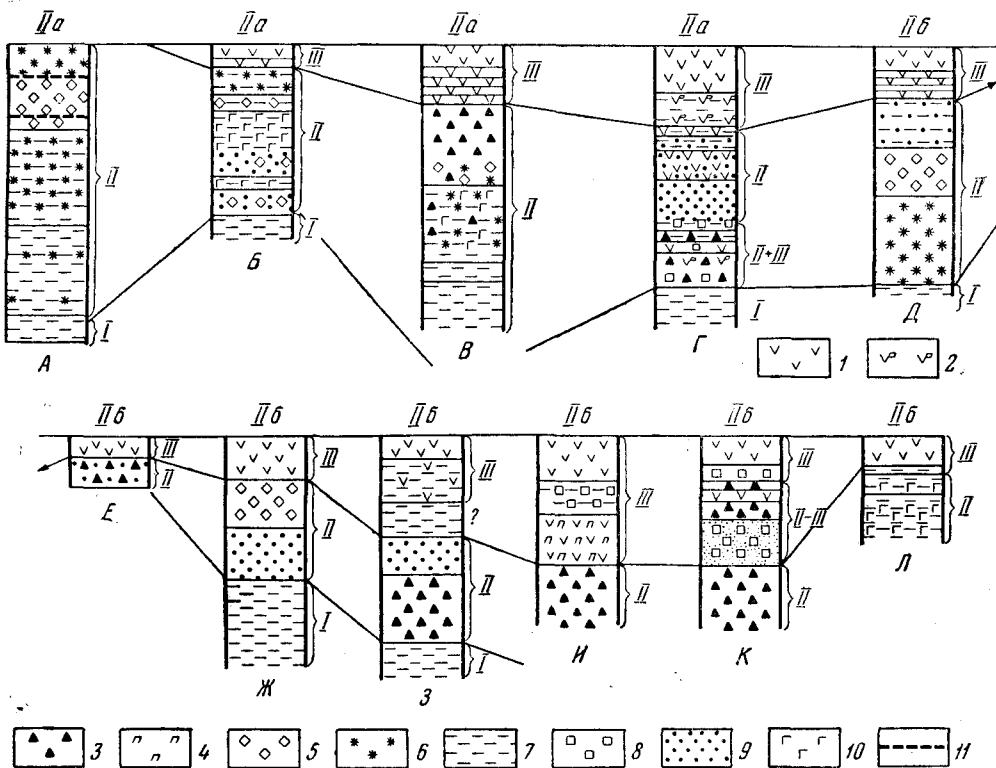
Фиг. 108. Схема садкообразования в содовых озерах.

Стадии: I — кальцито-доломитовая; II — гейлюситовая; III — содовая (или термонатритовая); IV — содово-сульфатная; V — содово-хлоридная.

На сульфатной стадии в содовых озерах осаждается лишь  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в виде тенардита и мирабилита, с большой примесью соды, гейлюсита, беркеита, нортупита. Эта сульфатная стадия у содовых озер отвечает очень высокому их осолонению.

Хлоридная стадия содовых озер совпадает, по существу, с эвтоникой; поэтому NaCl сильно загрязнен сульфатными и карбонатными минералами, начавшими осаждаться еще на предыдущих стадиях.

Осадкообразование в сульфатных водоемах течет иначе (фиг. 109). Карбонатная стадия отличается малым развитием и приурочена к относительно низкой минерализации рапы от 12—13% на левой стороне диаграммы (IIa) до 3,5—4% у правой ее стороны (IIb). При этом состав у карбонатов весьма однообразен: лишь в левой части поля сульфатных водоемов (IIa) после начального периода садки кальцита следует осаждение доломита; у остальных двух групп сульфатных водоемов в карбонатную



Фиг. 109. Строение соляных озер сульфатного класса.

А — оз. Мормышанское (по С. З. Макарову); Б — оз. Джамансор (по А. Г. Бергману, М. Г. Валяшко и И. Б. Фейгельсону); В — оз. Туз-Куль (по М. Г. Валяшко, А. А. Нечаевой и Т. Б. Поленовой); Г — оз. Муллалы-Туз (по А. Г. Бергману, М. Г. Валяшко, И. Б. Фейгельсону); Д — оз. Кок-тюбе-сор (по Н. И. Лепешкову); Е — оз. Арал-сор (по Н. И. Лепешкову); Ж — оз. Каработан (по П. И. Лепешкову); З — оз. Байчунас (по Н. И. Лепешкову); И — оз. Малое Кордуванское (по В. И. Николаеву и Н. Д. Кузнецову); К — оз. Большое Кордуванское (по В. И. Николаеву и Н. Д. Кузнецову); Л — оз. Курган-Туз (по А. Г. Бергману, М. Г. Валяшко и И. Б. Фейгельсону).  
 I — карбонатная стадия; II — сульфатная стадия; III — хлоридная стадия; II + III — осадкообразование со смешанными признаками сульфатной и хлоридной стадий.  
 1 — галит (новосадка); 2 — галит (старосадка); 3 — астраханит; 4 — эпсомит; 5 — тенардит; 6 — мирабилит; 7 — илы; 8 — NaCl-гранатка; 9 — глауберит; 10 — гипс; II — корочка тенардита.  
 Над колонками показаны римскими цифрами химические группы озер.

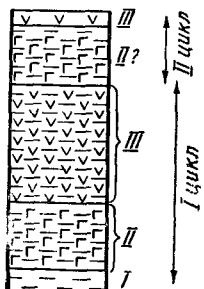
стадию накапливается только кальцит. В группе IIa на карбонатной стадии зафиксировано также образование силикатов магния (оз. Балхаш).

*Сульфатная стадия в развитии водоемов сульфатного класса*, напротив, отличается большой растянутостью и длительностью, охватывая большой интервал соленостей; одновременно резко увеличивается и разнообразие сульфатных минералов. Это происходит потому, что помимо сульфата натрия, осаждающегося в виде тенардита и мирабилита, в осаднение вовлекаются также сульфаты кальция и магния, дающие частью простые гидратированные соли (гипс, эпсомит), частью двойные — глауберит, астраханит. При этом разнообразие сульфатных фаз возрастает на диаграмме слева направо — от группы IIa к группе IIб. По ходу осолонения возникает вначале наименее растворимая солевая фаза: гипс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), затем более растворимые: глауберит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ ), мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) или тенардит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) и, наконец, наиболее растворимый астраханит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ). Одновременно с сульфатами осаждаются и карбонаты, но резко иного состава сравнительно с тем, что было на карбонатной стадии. Во всех группах сульфатных водоемов на

средних и высоких соленостях накапливаются кальцит и основная соль углекислого магния.

*Хлоридная стадия развития сульфатных водоемов* характеризуется длительным накоплением галита, притом достаточно чистого от примесей сульфатных минералов.

Галогенная седиментация водоемов хлоридного типа (т. е. содержащих много  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ , при отсутствии сульфатов  $\text{Na}$  и  $\text{Mg}$  и крайне низком содержании  $\text{CaSO}_4$ ) отличается большой простотой (фиг. 110). Карбонатная стадия вновь сильно удлиняется по интервалу соленостей и становится почти равной карбонатной стадии содовых озер, но минералогически представлена крайне скудно — только кальцитом. Сульфатная стадия резко подавлена и едва намечается, часто достаточно условно; представлена минералогически только гипсом. Хлоридная стадия, напротив, достаточно растянута по длительности и по интервалу соленостей; ей отвечает садка только  $\text{NaCl}$ , чрезвычайно чистого от примесей других — карбонатных и сульфатных — минералов.



Фиг. 110. Строение отложений озер хлоридного класса (оз. Старое).

Стадии: I — карбонатная; II — сульфатная; III — хлоридная.

В описанной диаграмме современного галогенеза следует подчеркнуть несколько черт. Это прежде всего своеобразие границ, отделяющих карбонатную стадию от сульфатной, и эту последнюю от хлоридной. В левом, содовом конце диаграммы первая граница располагается очень высоко, на соленостях около 25—27%; по мере движения вправо она спускается все ниже и в группах IIб и IIв доходит до соленостей в 3—5%; в правом конце диаграммы у водоемов хлоридного типа вновь резко поднимается вверх. Граница сульфатной и хлоридной стадии непрерывно медленно понижается от содового конца диаграммы, где она лежит в области, близкой к эвтонике, к правому концу, где она спускается к соленостям около 23% и далеко удалена от эвтонической точки; одновременно галитовый осадок становится все более чистым от других солевых примесей.

Благодаря такому пролеганию границ стадий, суммарное минералообразование за весь период осолонения у разных гидрохимических типов водоемов оказывается существенно различным. У содовых озер это в основном, а часто и исключительно, *карбонатонакопление* в весьма разнообразных минералогических формах; у сульфатных водоемов это главным образом *разнообразное сульфатонакопление* при резко подчиненном карбонатообразовании и несколько большем накоплении хлоридов; у хлоридных водоемов это *почти исключительно накопление галита*, либо (при неразвитости галогенеза) практическое отсутствие солевых фаз. Иначе говоря, *гидрохимический тип водоема ярко отражается на характере порожденной им солевой толщи*.

Учет соотношений разных солей в водоемах разных гидрохимических типов позволяет понять характерное пролегание основных разделительных линий минералообразования на общей диаграмме галогенеза. Начало сульфатной седиментации лишь на очень высокой стадии осолонения у сильно содовых озер есть простое следствие малого содержания сульфатов в их воде или, иначе, — малой величины сульфатного коэффициента. При прогрессивном накоплении сульфатов в слабо содовых озерах, а затем в группах IIа, IIб, IIв, нижняя граница сульфатной стадии быстро падает вниз до минерализации рапы в 3—5%. При переходе к хлоридному классу резкая убыль сульфатного иона (исчезновение  $\text{MgSO}_4$ ) опять сильно подымает вверх начало садки сульфатов. Что касается верхней границы сульфатной стадии, то пролегание ее контролируется уже не общей сум-

мой сульфатов, а коэффициентами метаморфизации рапы. Для левой стороны диаграммы, где присутствует  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , этот коэффициент выражается как:  $\frac{\text{Na}_2\text{SO}_4}{\text{MgSO}_4}$ ; для правого конца диаграммы где  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  отсутствует, за коэффициент метаморфизации принимается отношение  $\frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}$ .

Чем выше эти коэффициенты, тем позже в шкале минерализации чисто сульфатная седиментация сменяется хлоридной стадией. Так как при движении от левого конца диаграммы к правому оба коэффициента последовательно убывают до нуля, то это, естественно, вызывает прогрессирующее понижение верхней границы сульфатной стадии от содового типа вод к хлоридному.

До недавнего времени считалось, что для современных галогенных осадков, даже в случае их морского генезиса, характерно отсутствие накопления калиевых солей, а также крайняя редкость повышенных концентраций F, Sr, Br, B и других малых галофильных элементов.

*Калиевые соли и другие компоненты концентрируются в наддонной и межкристальной рапе, не выпадая в твердую фазу в природных условиях, или образуя лишь ничтожные накопления.* Так, карналлит и каинит кристаллизуются в небадших озерах в западных обсохших периферических частях Кара-Богаз-Гола. Калушит и каинит известны в виде незначительных примесей в соляных отложениях озер Джаксы-Клыч и Чумыш-Куль. Карналлит был обнаружен в строении «соляных шишек», возникающих на сухой поверхности новосадки Индерского озера. Но в искусственно созданных человеком обстановках, — что часто имеет место на солепромыслах, — садка калиевых солей неоднократно наблюдалась. В искусственных условиях садка сильвина и карналлита осуществлялась в опытном бассейне при сгущении межкристальной рапы Индерского озера. В озере № 5 в районе Бекдаша, севернее Карабогазгольской косы, в которое сливаются маточные рассолы после обессульфачивания, летом кристаллизуется карналлит. В осадке карналлит в результате диагенеза переходит в каинит, количество которого увеличивается с глубиной. В среднем содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в донных соляных отложениях здесь около 13%, в выбросах вдоль берега — 12,6%. В опытных бассейнах Сакского озера при концентрировании маточников выпадал карналлит. В 1927 г. наблюдалась интенсивная кристаллизация карналлита вместе с гексагидритом (сакиитом —  $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) в промысловых бассейнах с рапой, заготовленной для производства хлористого магния. Карналлит получался в промышленных количествах в бассейнах, в которых испаряется вода Мертвого моря, а также в некоторых бассейнах Зап. Индии, на промыслах в районах Средиземного и Желтого морей. Но все же, если отвлечься от получения значительных масс калиевых солей искусственным путем и оперировать только их природной садкой, получается впечатление, что естественное отложение их в настоящее время почему-то не реализуется. Полнота современного галогенеза, следовательно, значительно меньше той, какая известна для галогенеза древнего. Недавние находки калийных солей в Цайдамской впадине Китая, однако, заставляют внести в эти канонические представления существенные коррективы. Учитывая исключительный интерес находок, мы остановимся на них с некоторыми подробностями (Юань-Цзянь-Ци, 1959).

Цайдамская впадина находится в южной части Центрального Китая, между горными цепями Наньшаня на севере и Кунь-Луня на юге. Она имеет форму овала, вытянутого с запада на восток на расстояние 800 км при ширине около 350 км; площадь оценивается примерно в 120 000 км<sup>2</sup>. Впадина лежит в среднем на высоте 2700 м над уровнем моря, тогда как окаймляющие ее горные цепи поднимаются выше 5000 м. Она бессточна, имеет уклон с СЗ на ЮВ; внутренняя ее часть представляет каменистую,

засолоненную равнину, пересеченную невысокими, сильно разрушенными хребтами.<sup>4</sup>

На площади впадины в настоящее время существует большое количество соляных озер, многие из которых огромные. Солевой фазой обычно является галит, реже мирабилит. Но в ряде случаев зарегистрированы и калиевые соли; они встречены в следующих озерах.

1. *Оз. Гаскулэ* — площадь 117 км<sup>2</sup> глубина 1 м; в составе солей калия 0,8% (западная часть озера); имеются сведения о наличии *карналлита* в восточной и северо-восточной частях озера.

2. *Оз. Махэ* — площадь 10 км<sup>2</sup>; слабая примесь карналлита, образующего 0,71% солей. Это озеро борное (углекисота 52,94%).

3. *Оз. Децу-Махэ* рапное, площадь 11 км<sup>2</sup>, глубина 0,15—0,30 м; в пределах его котловины, в 6 км, от озера, среди алевроитовых осадков на площади 1 км<sup>2</sup> залегают калийные соли, мощностью не свыше 0,15 м; KCl в них до 12%; имеются и еще участки общей площадью 6 км<sup>2</sup>.

4. *Группа озер Татинэр.*

а) *Оз. Вост. Татинэр* — площадь 900 км<sup>2</sup>, большей частью сухое, рапная часть его составляет 167 км<sup>3</sup>, глубина до 2 м; на юго-востоке в обсохшей части озера, площадью ~40 км<sup>2</sup>, *залежь галита* до 20 м мощностью, с *карналлитом*, в верхней части пласта; в межкристалльной рапе много K<sub>2</sub>O (0,3—0,4%).

б) *Оз. Зап Татинэр* — водное зеркало 90 км<sup>2</sup>, на северной обсохшей полосе (35 км<sup>2</sup>) в пласте галита залегают карналлит, загрязненный песком, мощностью 0,2 м; то же на западной полосе.

5. *Оз. Цархан* — огромная сухая галитовая залежь, в пределах которой располагаются три рапных озера: на западе — оз. Сайне, на юго-западе — оз. Дабусын, на юго-востоке — оз. Хабусын. Площадь сухого оз. Цархан оценивается около 3000 км<sup>2</sup>.

Внешне представляет собой необозримую площадь светло-коричневого цвета, местами с неровной, как бы вспаханной поверхностью, местами испещренную пучностями, разломами корки солей на крупные (5—10 и до 30 см толщиной) плиты, поставленные под углом 15—12°.

Карналлит в южной части залежи распространен на площади 40 км<sup>2</sup> и присутствует в верхнем слое на глубину до 0,6 м, причем наиболее высокие содержания KCl порядка 10% приурочены к самой верхней части на глубине до 0,15 м. В пределах этой площади повышенные содержания KCl (от 3,5 до 15%) установлены на более ограниченной площади в 25 км<sup>2</sup>. В зоне, непосредственно окаймляющей этот богатый участок, а равно и за пределами ее, содержание KCl заметно снижается и, например, в северной части озера не превышает 2%, в восточной же части его в ощутимых количествах вообще нет.

В западной части Центральной зоны озера KCl находится в 1 пласте на трех уровнях, образуя три калиевых горизонта: 0,3—2,7 м (KCl от 2 до 5,35%), площадь распространения 100 км<sup>2</sup>; 6—8 м (KCl 2—5%), разведанная площадь 50 км<sup>2</sup>; 9—13 м (KCl от 2 до 6,4%), площадь 150 км<sup>2</sup>. Во втором *погребенном слое* галита, отделенном от первого 11-метровым слоем глины, значительных содержаний KCl нет; мелкие скопления имеются на глубине до 50 м.

Количество карналлита на участках его развития как по площади, так и по глубине весьма неравномерно, и участки с его относительно высоким содержанием чередуются с участками, где он полностью отсутствует. В линзах, приуроченных к верхним частям разреза, довольно часто наблюдается равномерно-рассеянное, но убывающее сверху вниз распределение калия. В линзах же, расположенных ближе к подошве слоя, карналлит присутствует в виде гнезд, мелких прослоев, неправильных скоплений, имеющих линзовидный облик, и так далее. Содержание KCl в подобных скоплениях невелико — 5—8%. Карналлит содержится

в виде кристаллов, заполняющих поры в галите, т. е. порода представляет собою смесь кристаллов галита и карналлита, причем содержание последнего в общем невелико.

В северной части залежи Цархан в разрезе первого слоя соли встречаются на значительных площадях отложения бишофита. Представлены они тремя прослойками, мощностью 5—6 см каждая, приуроченными к самой верхней части слоя. Прослойки бишофита разделены галитом.

Данные, касающиеся местоположения обогащенных карналлитом слоев, приводят к выводу, что в зоне современного рапного озера Дабусын существовал глубокий обширный бассейн, из рапы которого садился галит, а из маточных (межкристалльных) рассолов — карналлит. Современное же оз. Дабусын является, по-видимому, только реликтом древнего водоема.

Данные о накоплении в Китае калийных солей в водоемах континентального типа еще очень скудны, но все же в них должны быть подчеркнуты три существенных момента. Накопления эти развиваются лишь на базе огромных озерных водоемов. Они локализованы на относительно ограниченной части общей площади озер. Они связаны, наконец, со стадией сухого озера и возникали на тех частях огромных сухих озер, которые отличались пониженным рельефом и куда стекала межкристалльная богатая калием рапа, создавая лужепоподобные участки, где шло окончательное упаривание растворов.

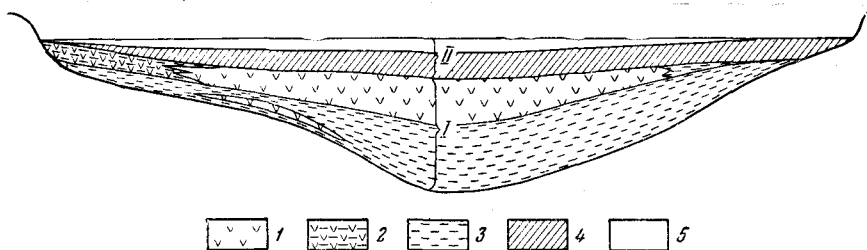
Итак, стадию садки калийных минералов нельзя считать исключенной из истории современного галогенеза, но она реализуется очень редко и при довольно специфических условиях. Причину таких соотношений мы разберем ниже, а пока ограничимся лишь констатацией фактов.

#### 11. РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВНУТРИ СОВРЕМЕННЫХ СОЛЕРОДНЫХ ВОДОЕМОВ

Разнообразные галогенные отложения, возникающие в современных соляных водоемах, размещаются на их площади закономерно, причем локализация солей предопределяется характером питания бассейна водой и растворимыми солями.

Существуют два типа распределения, из которых один может быть назван *симметричным*, второй — *асимметричным*.

Симметричный тип иллюстрируется профилями через озера Саки, Эльтон, Мулаллы (в Казылкумах), Хаджам-Саяд (в пустыне Сундукли) и картографической схемой о. Печатного, составленной автором при посещении его в 1945 г. (фиг. 111—113) и ниже фиг. 143).

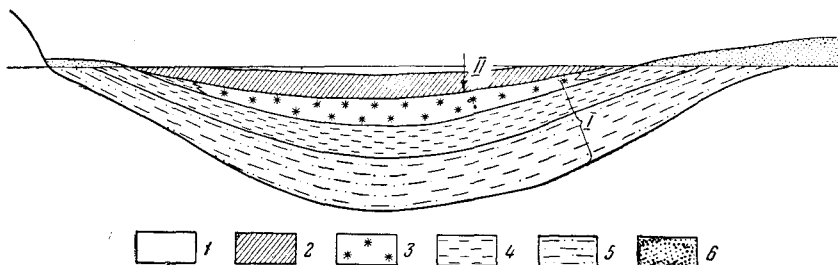


Фиг. 111. Строение отложений оз. Саки (по А. И. Дзенс-Литовскому, с изменениями).

1 — галит; 2 — галит сильно загрязненный; 3 — подстилающие соль глины; 4 — покрывающие соль глины (грязь); 5 — рапа.

I — первый этап отложений; II — второй этап отложений (начало).

Сущность симметрического типа распределения галогенных отложений заключается в том, что осадки наиболее высокой стадии осолонения, в данном случае галитовые пласты, располагаются в центре озерной котловины и отличаются здесь наибольшей мощностью; к периферии бассейна они постепенно уменьшаются в мощности и, наконец, выклиниваются, замещаясь глинисто-песчаными осадками, которые в ближайшем соседстве с соляной линзой еще содержат отдельные разрозненные куски соли

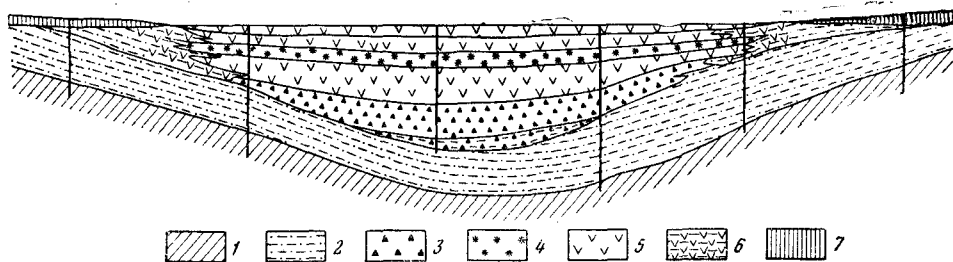


Фиг. 112. Разрез «корневого» оз. Мулаллы в Кызылкумах (по А. И. Дзенс-Литовскому).

1 — рапа; 2 — черные илы над солью; 3 — мирабилит; 4 — светло-серые (карбонатные?) илы; 5 — серые песчанистые илы; 6 — пески.  
I — первый этап отложений; II — второй этап отложений (начало).

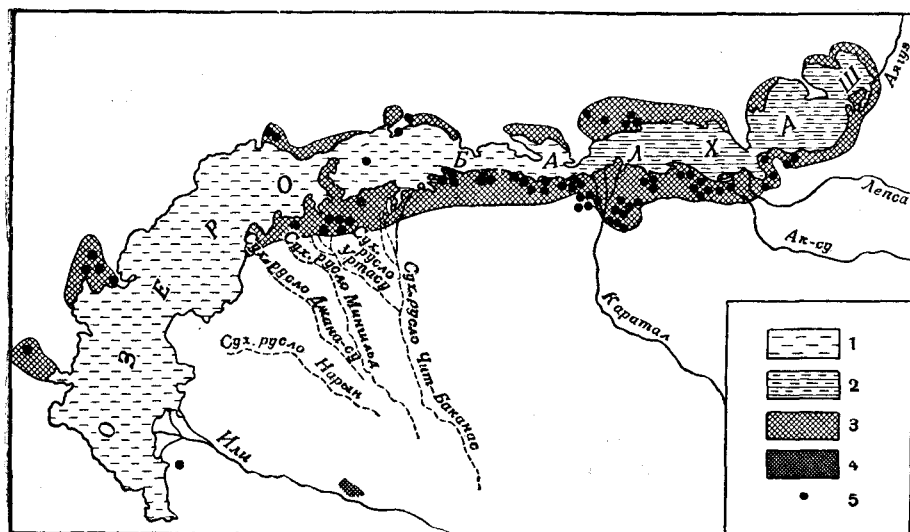
(NaCl или тенардита, иногда мирабилита), или кристаллы гипса, с приближением же к берегу теряют и их и становятся обычными песчано-алевритово-глинистыми с большей или меньшей примесью рассеянного карбонатного материала. Благодаря такому расположению соляных пластов, они имеют на поперечных сечениях характер линзы, утолщенная часть которой отвечает центральной части котловины водоема, выклинивающиеся краевые части — прибрежной мелководной ее полосе. Соляному пласту при этом нередко бывает присуще характерное строение из множества крупных глыб разнообразных очертаний, по контактам между которыми происходит выдавливание вверх подстилающих иловых отложений. Эта особенность соляного пласта объясняется тем, что, располагаясь на обводненных пластичных илах и испытывая неравномерное в них погружение, соляной пласт естественно раскалывается на глыбы, погружающиеся дифференциально, а глинистые осадки при этом выдавливаются по контактам глыб (см. ниже фиг. 143).

Симметрическое расположение соляных масс свойственно только озерным водоемам грунтового питания с более или менее равномерным подтоком воды по периферии бассейна.



Фиг. 113. Строение соляной залежи оз. Хаджам-Саяд в пустыне Сундукли (по А. И. Дзенс-Литовскому, с изменениями).

1 — ложе озера; 2 — илы песчанистые; 3 — астраханит; 4 — мирабилит; 5 — галит; 6 — илы с солью и песком; 7 — солончак.



Фиг. 114. Схема распределения главных типов жомогенных осадков в Прибалхашье (по Д. Г. Сапожникову).

1 — известковистые осадки; 2 — известково-доломитовые осадки; 3 — сульфатные и хлоридно-сульфатные осадки; 4 — солевые солончаки; 5 — солевые озера и месторождения солей разного состава.

При асимметрическом типе *состав галогенных фаз изменяется от одного конца бассейна к другому таким образом, что отложения указывают на прогрессирующую минерализацию рапы, из которой они возникли.* Такое распределение возникает только у водоемов с односторонним питанием водой и солями, причем отложения наиболее высоких степеней галогенеза находятся на наибольшем удалении от места втока в бассейн питающих растворов.

Прекрасный пример этого типа размещения осадков можно видеть в оз. Балхаш, имеющем, как известно, неодинаковую соленость в разных своих частях. В западной, наименее минерализованной половине отлагаются глинисто-известковые осадки; в восточной, более минерализованной — известково-доломитовые. По периферии же озера следует зона соляных озер с отложениями мирабилита, тенардита, галита (фиг. 114). «Отложения соляных озер, — по Д. Г. Сапожникову (1951), — часто отделяются от основного водоема песчаными косами, береговыми валами или же более или менее широкими перемычками, допускающими фильтрацию воды. Иногда они несомненно представляли собою заливы Балхаша, отделившиеся от него и с течением времени пересохшие. Все это позволяет рассматривать осадки соляных озер как своеобразную фацию, тесно связанную с современными отложениями оз. Балхаш. В весеннее время воды просачиваются через береговые валы и перемычки и поступают из соляных озер в Балхаш, а летом, когда уровень воды в озерах резко понижается или они совершенно пересыхают, — в обратном направлении» (Сапожников, 1951, стр. 109). Из карты видно, что географически соленосные отложения, связанные с оз. Балхаш, располагаются в наибольшем удалении от вноса вод основной питающей артерии р. Или, что естественно.

*Закономерности локализации соленосных отложений, связанных с оз. Балхаш, весьма точно передают то, что в иных масштабах и то с большей, то с меньшей ясностью можно наблюдать на ряде других современных объектов.*

Весьма интересен с этой точки зрения уже упоминавшийся выше залив Бокана-де-Виррилла в Перу. В приустьевой части его с соленостью



8,8—10,3% осаждаются только известковистые илы (мергели); в верховых отложениях до соленостей 19% — гипс с примесью карбонатного материала; в самых же вершинах, где соленость рапы достигала в августе 1955 г. 34,5% и выше, встречена новосадка галита.

Сходная картина наблюдается в Сиваше. Восточная часть Сиваша отличается малой минерализацией воды, в соответствии с чем здесь отлагаются глинисто-карбонатные илы. Западная часть более осолонена, особенно в отдельных веточках — засухах; в соответствии с этим в осадках засух появляется гипс, а временами и пласты галита. Осадки лагуны в целом оказываются горизонтально весьма изменчивыми, причем *отложения высоких ступеней осолонения локализованы на участках, наиболее удаленных от места питания бассейна водой и солевыми растворами.*

Кара-Богаз-Гол до недавнего усыхания и осолонения садил на своей площади гипс и в немногих западинах дна — мирабилит в виде небольших, локально ограниченных пятен; соленость его была 12—21%. С началом усыхания Каспия и убылью воды, поступающей из него в Кара-Богаз-Гола, началось усиленное испарение основных водных масс последнего и переход седиментации на более высокие стадии. Уже в 1939 г. Я. Б. Блюмбергом была зарегистрирована интенсивная садка галита, причем не в качестве периодической, а постоянной донной фазы, ведущей к образованию галитового пласта (Блюмберг, Николаев, Егоров, 1940).

В 1944 г. А. Д. Пельш установлена садка астраханита, содержание которого в галитовых пластах в 1945 г. достигло уже 30%. В 1944—1945 гг., по А. А. Иванову (1953), кроме летней садки поваренной соли и астраханита, в зимних условиях наряду с мирабилитом началась кристаллизация эпсомита; в настоящее время в мелких бухточках эпсомит выделяется и летом. Наконец, было установлено наличие в карабогазских отложениях и глауберита (Бухштейн и Гаркави, 1952), а в осадках небольших луж на высохшей части дна даже карналлита (Фивег, 1955.). Как видим, хемогенная седиментация Кара-Богаз-Гола за последние десятилетия подвинулась очень далеко, и бассейн стал собственнo солеродным. Что касается пространственной локализации солей, то установлено, что в западной, менее соленой части залива, прилегающей к проливу, развиты в основном лишь гипсово-карбонатные илы с примесью гипса (фиг. 88). Далее на восток широкой полосой СЗ—ЮВ простирается зона накопления творожистого глауберита; по ее юго-западной окраине к глаубериту подмешивается еще мирабилит. Центральная — наибольшая часть бассейна занята галитом, к которому подмешаны значительные количества эпсомита и в виде мелких кристаллов — астраханит и глауберит. Крайняя северная, восточная и юго-восточная части залива, ныне обсохшие, характеризуются галитовой залежью; в депрессиях среди нее, куда стекает межкристалльная рапа, садятся эпсомит и даже карналлит. В целом отчетливо видна значительная пространственная изменчивость строго синхроничных химических осадков, возникающих внутри единого соляного бассейна. При этом, как и в других случаях, соляные отложения более низких стадий осолонения придвинуты ближе к источнику водного питания бассейна, тогда как соли более высоких ступеней минерализации отодвинуты в противоположном направлении и находятся вдалеке от источников питания. Крайним развитием этой тенденции является локализация эпсомита в Сартасской бухте и карналлита в мелких лужах на обсохшей площади, уже в отрыве от основной водной массы Кара-Богаз-Гола.

*Итак, гидрохимический тип бассейна непосредственно определяет вещественный состав тех хемогенных осадков, которые возникают на всех стадиях развития водоема; карбонатной, сульфатной, хлоридной, а стало быть и минералого-петрографический тип галогенной формации, образующейся в ходе развития водоема.*

Локализация же водного питания по периферии бассейна контролирует пространственное распределение на дне синхроничных галогенных отложений или, иначе, строение и текстуру возникающей галогенной формации. Строение это оказывается симметричным у бассейнов с равномерным питанием по всему контуру и асимметричным у водоемов с поступлением растворов с одной какой-либо стороны.

Установление теснейших связей гидрохимии и гидрологии соляных современных бассейнов с минералогическим составом осадков и их расположением на дне водоема важно не только само по себе, но также и со сравнительно литологической точки зрения, ибо позволяет многое понять в составе и строении древних галогенных формаций.

## 12. СОЛЯНОЙ ОСАДОК, КАК ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Подобно тому как отложения гумидных водоемов представляют собою сложную и вначале резко физико-химически неуравновешенную систему, медленно уравнивающуюся в ходе диагенеза, галогенные осадки аридных бассейнов также являются системой вначале физико-химически неуравновешенной и достигающей равновесия лишь в диагенезе. Так как в дальнейшем нам придется анализировать физико-химический механизм галогенного осадко- и породобразования, целесообразно закончить очерк современных галогенных отложений их характеристикой в качестве физико-химической системы.

Данные по этому вопросу относятся почти исключительно к отложениям средних степеней солёности (10—18% S), употребляемым в бальнеологии в качестве лечебного средства; но и этот ограниченный материал позволяет выяснить многие характерные физико-химические особенности осадков соляных бассейнов.

Поверхностные отложения водоемов аридных зон, подобно гумидным, отличаются прежде всего значительной влажностью (табл. 24).

Таблица 24

Влажность и механический состав осадков соляных озер  
(по Курнакову и др., 1936)

| Озера                            | Влажность, % от сырого веса | Содержание пелитовой фракции, % |
|----------------------------------|-----------------------------|---------------------------------|
| Джарыл-Агач . . . . .            | 58,09                       | 71,48                           |
| Тобечикское . . . . .            | 51,41                       | 79,00                           |
| Сасык-Сиваш (белый ил) . . . . . | 27,09                       | 28,09                           |
| Чокракское . . . . .             | 46,66                       | 76,62                           |
| Сакское . . . . .                | 41,58                       | 42,57                           |
| Сасык-Сиваш . . . . .            | 40,87                       | 74,62                           |
| Красное . . . . .                | 24,96                       | 67,57                           |
| Старое . . . . .                 | 19,83                       | 53,19                           |

Содержание воды в поверхностном слое илов колеблется по большей части от 40 до 50%, но имеются водоемы и с низкой влажностью илов: 20—25%. По сравнению с морскими илами глинистые осадки осоложняющихся водоемов содержат заметно меньше воды. Таким образом, осолонение наддонной рапы влечет за собою убывание влажности накаплиющихся осадков. То же самое, по данным многих исследователей (С. А. Шукарев, М. И. Равич и др.), выявляется и при сопоставлении илов менее осолоненных озер с илами более соленых водоемов. «Действительно,— пишет М. И. Равич (1936),— иловые отложения таких озер, как Караджал,

Сасык, Джарылгач, Донузлав, Маякское, характеризуются наибольшим содержанием воды, в то время как рапа этих озер является наиболее разбавленной ( $d = 1,02 - 1,08$ ). Иловые отложения озер Перекопской группы — Старого и Красного — характеризуются наименьшим содержанием воды; рапа же этих озер является наиболее концентрированной (Равич, 1036, стр. 203). Нужно иметь в виду, однако, что такого рода соотношение между влажностью илов и концентрацией наддонной рапы выдерживаются лишь тогда, когда оперируют осадками одинакового гранулометрического состава, лишенными твердых солевых фаз. При погрубении механического состава терригенной части убывает и влажность, что естественно. Характерно, что в том же направлении действует и примесь кристаллов солей. Пористость галитовой новосадки, лишенной терригенной примеси, достигает максимум 30—35%; данных по другим солям нет, но едва ли они будут существенно отличны.

Итак, по мере осолонения водоемов засушливой зоны содержание воды в поверхностных одноименных песчано-глинистых осадках постепенно убывает до 25—20% от сырого веса; соляные же накопления вообще отличаются малой пористостью и влагоемкостью. Вглубь осадка пористость и влажность еще больше понижаются.

Благодаря значительному содержанию воды, отложения соляных водоемов на средних ступенях осолонения в стадию гипсонакопления изобилуют бактериями; при этом среди них встречаются весьма разнообразные физиологические группы: аэробные и анаэробные, сульфатредуцирующие и гнилостные и др. Распределение бактерий в илах по вертикали характерно. По данным Н. Н. Крюковой (1956), в илах оз. Саки интенсивность развития сульфатредуцирующих бактерий была одинакова во всех отобранных пробах от поверхности осадка до глубины 110 см. Роста других анаэробных бактерий на среде Таусона, примененной автором, по всей глубине залежи грязи не наблюдалось. Учет же общего количества аэробных микроорганизмов показал, что число их от 200—220 тыс. на 1 г сырого ила наверху падает до 20—30 тыс. на глубине 110 см. В общем, следовательно, имеет место то же, с чем мы уже сталкивались при характеристике осадков гумидного типа (см. том II гл. VIII).

И все же, исходя из общих соображений, можно, видимо, принять за достоверное, что по мере перехода ко все более высоким ступеням осолонения, к заключительным стадиям галогенеза, массы микроорганизмов в осадках резко убывают. Не исключено, что вблизи эвтонии, в стадию калийного осадкообразования, среда в осадке, как и в наддонной рапе, почти стерильна (или стерильна вообще?); во всяком случае жизнедеятельность органического мира в осадке становится совершенно ничтожной, близкой к нулевой!

Состав иловых вод в осадках соляных водоемов изучен пока только для главных солевых компонентов. Оказалось, что на стадии раннего озера иловая вода имеет тот же состав и тип, что вода наддонная, но, как правило, несколько менее минерализована. В то же время в осадке идут ярко выраженные процессы редукции сульфатов и разложения органического вещества, изменяющие окислительно-восстановительный и щелочно-кислотный режимы иловых вод и обогащающие их разнообразными газами —  $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$  и др.

К. А. Овсянниковой (1951) опубликованы чрезвычайно интересные данные по Eh и pH осадков оз. Саки (табл. 25).

Из цифр явствует, что окислительно-восстановительный потенциал поверхностных осадков оз. Саки достаточно низкий, около —200—210 мв, на тех участках (3 и 4), где он не был нарушен выемкой грязи; в нарушенных участках (1 и 2) он выше, но быстро выравнивается, стремясь к прежней величине. При этом pH илов оказывается лишь слабо щелочным.

Еh и рН верхних слоев (0—30 см) грязи восточного бассейна

| № участка | Место взятия пробы  | Дата  | рН     | Еh, мв | H <sub>2</sub> S, мг, на 100 г сырого ила |
|-----------|---|---|--------|--------|---|
| 1         | Участок добычи грязи в 1948 г.                            | 18/VI   | 7,1    | -138,3 | 146,0                                     |
|           |   | 20/VII  | 7,2    | -150,0 | 170,0                                     |
| 2         | Участок добычи грязи в 1946 г. из-под карбонатной корочки | 25/VII  | 7,3    | -191,0 | 200,0                                     |
| 3         |   | У контрольной будки близ эстакады Госкурорта, у начала гипсовой корки | 26/VII | 7,2    | -202,8                                    |
|           |   | 3/VII   | 7,3    | -210,0 | 185,0                                     |
| 4         | Из-под гипсовой корки в 150—200 м от конца эстакады       | 18/VI   | 7,5    | -170,3 | 277,0                                     |
|           |   | 18/VII  | 7,2    | -215,8 | 283,0                                     |
|           |   | 21/VII  | 7,4    | -211,0 | —   |

При углублении в осадок ниже 30 см Еh растет и на глубинах от 100 до 110 см колеблется между 75 и 69 мв. Причины таких изменений пока не вполне ясны.

Что касается газов, то, по данным В. И. Бахман и Е. Ф. Прокофьевой (1953), количества их в иловых отложениях оз. Саки следующие: H<sub>2</sub>S свободный — 16,44 мг/кг, связанной в гидросульфиды — 17,0 мг/кг; СО<sub>2</sub> свободной — 263 мг/кг, при 31,4 мг-экв/л, связанной в виде НСО<sub>3</sub><sup>-</sup>; СН<sub>4</sub> — 2,40 мг/кг грязи; N<sub>2</sub> — 1,28 мг/кг грязи. В других озерах соотношения примерно такие же. «При наличии значительного количества газевого раствора в слабо минерализованных грязях, — пишут названные авторы, — газы находятся в растворенном состоянии. При избытке содержания газов происходит образование газовой фазы. Выделение газовых пузырей часто наблюдается в природных условиях при перемешивании ила шестом, при выемке грязи с большой глубины; от обилия выделившихся пузырей газа грязь как бы кипит» (стр. 150).

Все эти особенности иловой воды свойственны средним ступеням минерализации в 10—18% S. При переходе к высокой солёности (>25%), а тем более вблизи эвтоники, микробиологические процессы десульфатизации и разложения органического вещества постепенно затухают, приближаясь к нулю. Вместе с тем Еh и рН рапы, теснейшим образом связанные именно с биологическими процессами, все меньше отличаются от величины их в наддонной рапе. Иначе говоря, физико-химическая среда в осадках все больше сближается со средой в наддонной воде.

Одной из характерных особенностей осадков осолоняющихся водоемов как физико-химической системы является своеобразный гидродинамический режим ее.

В отложениях гумидных озер и морей иловая вода практически неподвижна и перемещение растворенных в ней соединений от одной точки осадка к другой происходит лишь путем диффузии, т. е. крайне медленно (см. том II, гл. VIII). В отложениях осолоняющихся водоемов дело обстоит сложнее. При испарении наддонной рапы летом ее удельный вес значительно растет, достигая к концу испарительного сезона величин от 1,05 до 1,33 и выше; такая рапа заметно тяжелее той, которая пропитывает донные отложения. Разница в удельных весах приводит к тому, что наддонная рапа в конце испарительного сезона начинает погружаться в осадки, вытесняя из нее более легкую донную рапу; иначе говоря, иловые воды на некоторую глубину включаются в общий гидрологический круговорот воды бассейна. Глубина погружения в осадок тяжелой наддонной рапы определяется разницей удельных весов между нею и иловой рапой и величиной тре-

ния жидкости о твердые фазы в порах; выразить ее в цифрах пока нельзя, но самое наличие обмена водных масс в какой-то верхней части отложений соляных бассейнов не вызывает сомнений.

Одновременно с этими сезонными гидродинамическими микроциклами в осадках соляных водоемов имеет место восходящий ток воды другого происхождения. Дело в том, что все современные водоемы засушливой зоны имеют наряду с поверхностным, еще и грунтовое питание, количественно порою незначительное, но важное для понимания гидродинамической специфики иловых вод. Нередко вокруг озера в глубине водосбора располагается как бы резервуар грунтовых вод, стекающих в озерную котловину и в ней разгружающихся. Так, например, обстоит дело в так называемой Соляноозерной степи, являющейся частью степей Кулундинских. Сток грунтовых вод осуществляется здесь, с одной стороны, вдоль р. Бакланихи в ее аллювиальных отложениях, с другой стороны, с прилегающих с востока и запада боровых песков. У подножия песчаной полосы вдоль всей ее восточной границы мы встречали на берегу озер Кривого, Топкарагая и др. до Иодного включительно (при работах на этих озерах) заболоченные, иногда заросшие камышом участки, свидетельствующие об интенсивном подтоке грунтовых вод в эти озера со стороны бора. По южной и восточной окраинам оз. Малинового также прослеживается полоса пресных грунтовых вод. Аналогичные высачивания грунтовой воды можно наблюдать и во многих местах вдоль западной кромки бора.

Скатываясь в озерную котловину, пресные грунтовые воды входят в соприкосновение с осадками частью с боков, по их периферии, частью с нижней их поверхности, со дна, и, находясь под гидростатическим давлением, начинают медленно просачиваться вверх через осадки, как по порам, где они значительны, так и пробивая специальные ходы — каналы в осадке, известные под местным названием «продухов». Такие продухи по периферии и в центре озер известны у очень многих озер соляноозерной степи. Внешне продухи — топки, заиленные, небольшие по размерам точки, в которых шест глубоко уходит вниз, в мягкую илистую массу. Аналогичные продухи встречаются и в более внутренних частях оз. Малинового, среди солевого пласта, причем в них в некоторых случаях, при косом солнечном освещении, можно непосредственно видеть струйки воды, поднимающиеся вверх и смешивающиеся с озерной рапой. Химический анализ воды, собранной из нескольких продуктов, показал, что она содовая и относительно мало минерализованная. Между тем рапа оз. Малинового имела в 1945 г. соленость около 25% и принадлежала группе, переходной между IIб и IIв. Такие же явления были зарегистрированы и на других озерах, например — Печатном, Ломовом.

*Так, в Соляноозерной степи наряду с опусканием в более глубокие слои осадков тяжелой поверхностной рапы осуществляется обратный ток менее соленых вод снизу вверх.* Первый процесс идет, так сказать, сплошным фронтом, второй — по многочисленным мелким каналам, разрывающим сплошность нисходящего потока во множестве точек.

Несомненно, что в другой физико-географической обстановке интенсивность восходящего движения грунтовых вод может быть не столь большой, как в Соляноозерной степи. В частности, можно думать, что с увеличением размеров водоема и нарастанием толщи его осадков роль грунтовых вод в гидродинамическом режиме солевых накоплений будет уменьшаться. Но полностью этот фактор, по-видимому, никогда не исключается, даже на стадии сухого озера.

Третьим интегратором гидродинамического режима галогенных осадков является восходящий ток опресненной воды, порождаемой дегидратацией минералов, богатых кристаллизационной водой, — гипса, мирабилита, эпсомита и др. Дегидратация эта происходит уже на некоторой, ближе пока не определимой, глубине от поверхности осадка. Но зато она

порождает значительные количества воды, медленно выжимаемой вверх уплотняющимся осадком.

Как видим, гидродинамическая система галогенных осадков сложна и противоречива. В ней происходит погружение сплошным фронтом тяжелой поверхностной рапы и обратно направленное по множеству мелких каналов восходящее движение сравнительно легких опресненных грунтовых и дегидратационных вод. При малой минерализации озер этот гидродинамический режим едва намечен; с переходом же галогенеза на более высокие ступени он становится все более резко выраженным.

Сопоставляя осадки осоложняющихся водоемов как физико-химические системы с осадками гумидных зон, нетрудно уловить три их специфические особенности. С возрастанием солености водоемов: 1) влагоемкость песчано-алевритово-глинистых отложений убывает, а у собственно галогенных — она вообще незначительна (20—30%); 2) микробиологические процессы редукции сульфатов и газообразования ослабевают и режим Eh и pH осадков приближается к режиму их в наддонной воде; 3) постепенно устанавливается и все сильнее обозначается сложный гидродинамический режим, заключающийся в одновременном существовании нисходящих тяжелых вод наддонной рапы и восходящих более пресных грунтовых и дегидратационных.

---

## Глава II

### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ СОВРЕМЕННОГО ГАЛОГЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Образование современных галогенных отложений представляет собой весьма сложный процесс, который был расшифрован только благодаря экспериментальным исследованиям условий осаждения разных минеральных видов. Поэтому, прежде чем приступить к анализу механизма современного галогенеза, необходимо вкратце познакомиться с основными физико-химическими законами, управляющими образованием твердых фаз легко растворимых солей.

#### 1. ЗАКОНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТВЕРДЫХ ФАЗ ЛЕГКО РАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

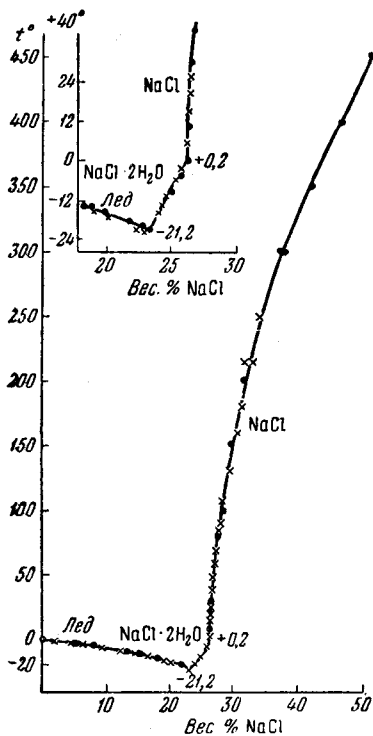
Экспериментальные работы по получению твердых фаз легко растворимых солей были начаты в 90-х годах прошлого века Вант-Гоффом и продолжены многими другими исследователями как за рубежом (Д'Анс и др.), так и в СССР (Н.С. Курнаков и его школа). В результате, помимо разработки множества частных систем физико-химических равновесий, выяснены некоторые общие законы образования твердых фаз солей, которые имеют для нас сейчас особенное значение. Именно эти общие законы и будут излагаться ниже.

Существуют два пути получения твердых солевых фаз из их растворов: испарением растворителя — воды и вымораживанием ее.

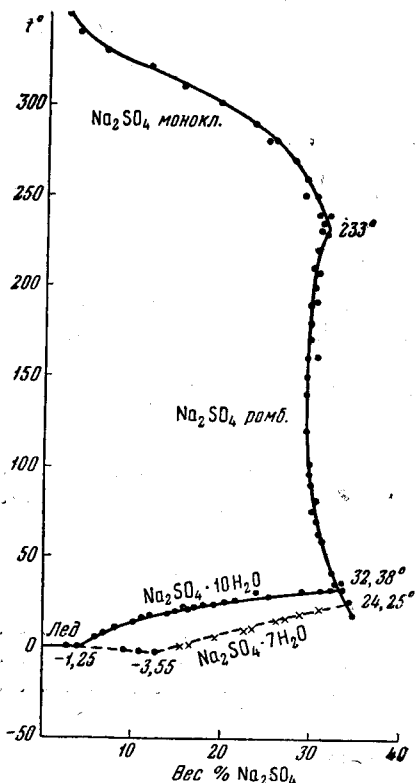
При выпаривании раствора и постепенно увеличивающейся его концентрации первой, как известно, достигает насыщения и начинает уходить в осадок в виде твердой фазы наименее растворимая соль (*A*); потом — более растворимая (*B*), затем *C* и т. д., в порядке возрастающей растворимости. При таком последовательном осаждении солей, однако, во все время испарения раствора в нем удерживаются некоторые количества *всех солей*, тем меньшие для каждой соли, чем менее она растворима. В ходе выпаривания достигается, наконец, точка, когда дальнейший *рост концентраций раствора прекращается и все наличные соли одновременно выпадают в осадок*. Эта точка называется *эвтонической*, а растворы, ей отвечающие, — *эвтоническими*; в эвтонической точке упругость паров раствора минимальна. Для природных растворов в естественной обстановке эвтоническая точка достигается обычно при общей минерализации рапы от 35—36 до 40% и температурах воздуха свыше 32°. В эвтонической точке растворы просто высыхают, не меняя своего состава.

При вымораживании раствора также имеет место последовательное выделение одной твердой фазы за другой. Но, в отличие от испарения, раствор не концентрируется, а постепенно разбавляется, и содержание всех со-

лей убывает, особенно тех из них, которые раньше стали участвовать в выделении твердых фаз. Наконец, и здесь достигается точка, при которой одновременно переходят в твердую фазу все соли и их растворитель — вода; раствор, не меняя больше своего состава, замерзает, превращаясь в твердую породу. Эта точка называется *эвтектической*. Для природных растворов в естественной обстановке она достигается — в зависимости от исходной минерализации рапы и состава ее — при температурах около минус 21—35° С.



Фиг. 115. Политерма растворимости системы хлористый натрий — вода (по А. Г. Бергману и Н. П. Лужкой).



Фиг. 116. Политерма растворимости системы сернокислый натрий — вода (по А. Г. Бергману и Н. П. Лужкой).

Таким образом, испаряется ли раствор солей или вымораживается, он идет к некоторому предельному состоянию, при котором раздельная и последовательная садка твердых фаз сменяется одновременным осаждением всех соединений, участвующих в растворе.

Температурный интервал, который в природных условиях отделяет эвтонику раствора от его эвтектики, составляет 60—70°.

В этом интервале выделение солей зависит от трех факторов: 1) температуры раствора; 2) его общей концентрации; 3) количественных соотношений солей, входящих в состав раствора. Рассмотрим ближе влияние каждого фактора.

1). Действие температуры сказывается в первую очередь в степени гидратации осаждающихся соляных минералов. На фиг. 115—118 изображены (по Бергману и Лужкой, 1951) политермы: NaCl — H<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> — H<sub>2</sub>O, MgCl<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O, MgSO<sub>4</sub> — H<sub>2</sub>O.

На первой диаграмме видно (фиг. 115), что хлористый натрий имеет всего одну гидратную форму — NaCl·2H<sub>2</sub>O, причем она существует в



пределах от  $-21,2^{\circ}\text{C}$  и 23,3% NaCl до  $+0,15^{\circ}\text{C}$  и 26,3% NaCl. При более высоких температурах и соленостях выделяется безводная соль — галит. Таким образом, повышение температуры содействует дегидратации выделяющейся твердой фазы.

Сернокислый натрий (фиг. 116) при низких температурах имеет две гидратные фазы: мирабилит —  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  и семиводный сульфат —  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ . Первый существует в интервале от  $-1,25^{\circ}\text{C}$  и 4,08%  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в растворе до  $+32,38^{\circ}\text{C}$  и 33,24%  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в растворе; второй соответственно от  $-3,55^{\circ}\text{C}$  и 12,7%  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  до  $+24,25^{\circ}\text{C}$  и 34% сульфата натрия. Семиводная соль выделяется при медленном охлаждении насыщенного при  $32,4^{\circ}\text{C}$  раствора в отсутствие зародышей мирабилита или изоморфной с ним соли. Раствор, насыщенный семиводной солью, является пересыщенным по отношению к мирабилиту и при внесении зародышей последнего моментально кристаллизуется. Выше  $32,38^{\circ}$  сульфат натрия существует в виде безводной соли, давая несколько (3—5) структурных модификаций.

Дегидратация твердых фаз при повышении температуры раствора здесь видна очень наглядно.

Хлористый магний отличается способностью давать много гидратных форм:  $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ,  $\rightarrow \text{MgCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  (в модификации  $\alpha$  и  $\beta$ ),  $\rightarrow \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  (бишофит),  $\rightarrow \text{MgCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ,  $\rightarrow \text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Условия их устойчивости следующие:

|  | Начало      |         | Конец       |                      |
|--|-------------|---------|-------------|----------------------|
|  | $t^{\circ}$ | $S, \%$ | $t^{\circ}$ | $S, \%$              |
| 1. $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ . . . . .              | $-33,6$     | 21,57   | $-16,4$     | 30,50                |
| 2. $\text{MgCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (3 метастаб.) . . . . . | $-40,0$     | 26,50   | $-15,0$     | 32,70<br>(метастаб.) |
| 3. $\text{MgCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}\alpha$ . . . . .         | $-15,0$     | 31,85   | $-3,4$      | 34,34                |
| 4. $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . . . . .               | $-15,0$     | 33,86   | $-5,0$      | 34,24<br>(метастаб.) |
| 5. $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . . . . .               | $-0$        | 34,40   | $+11,6$     | 46,12                |
| 6. $\text{MgCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . . . . .               | $+116,0$    | 46,12   | $+181,5$    | 55,80                |
| 7. $\text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . . . . .               | $+181,0$    | 5,80    | $+300,0$    | 67,84                |

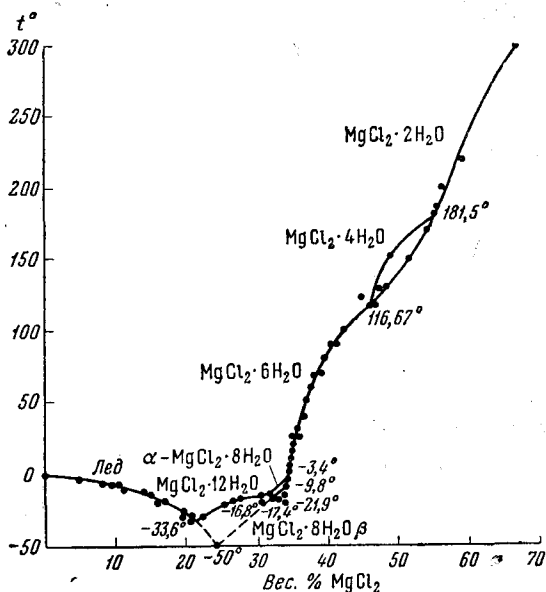
Постепенная дегидратация твердых фаз по мере повышения температуры раствора видна в данном случае еще более наглядно, чем в случае хлорида и сульфата натрия (фиг. 117).

Подобно хлористому магнию,  $\text{MgSO}_4$  при температуре ниже  $200^{\circ}$  вообще существует лишь в гидратной форме, не давая безводных солей. Тем не менее на фиг. 118 видно, что и здесь более гидратные формы (12-водный и 7-водный  $\text{MgSO}_4$ ) свойственны более низкотемпературным растворам, а менее гидратные — более высокотемпературным.

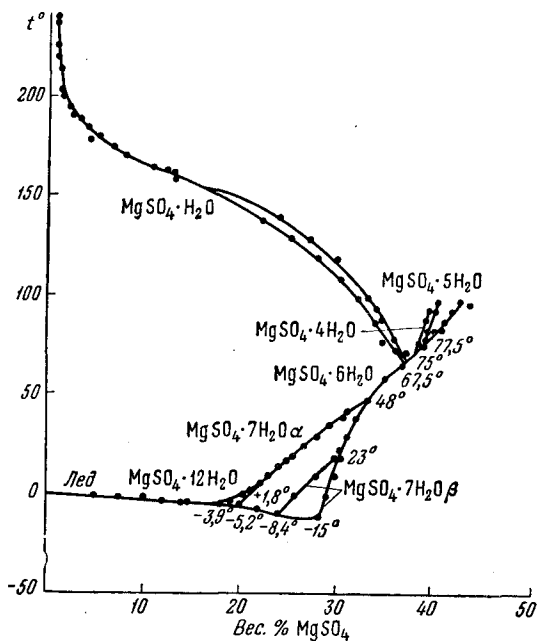
*Итак, во всех случаях более водные формы твердых солевых фаз при нагревании системы сменяются менее водными.*

*Весьма существенное влияние оказывает температура также на формирование минералов, представляющих двойные и тройные соли, каковы: трона —  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; беркеит —  $2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$ ; астраханит —  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ; глауберит —  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ ; карналлит —  $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; каинит —  $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; нортупит —  $2\text{NaCO}_3 \cdot 2\text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$  и др. (фиг. 119).*

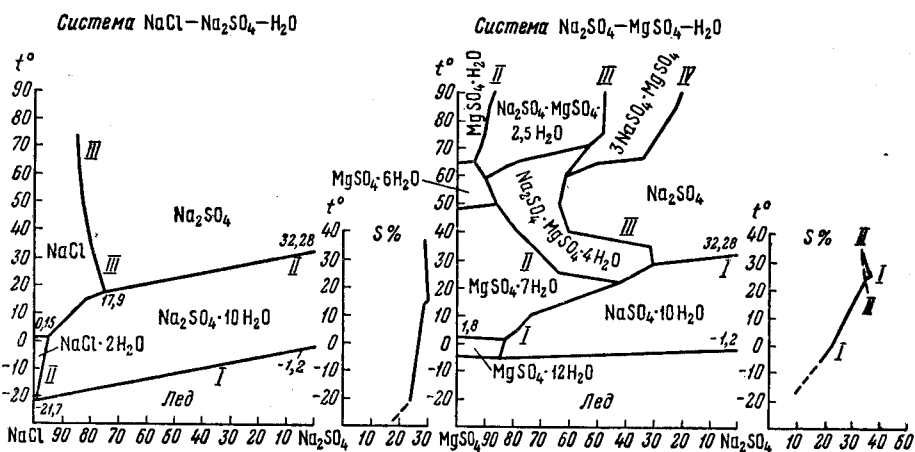
Лишь в редких случаях двойные соли начинают формироваться около  $0^{\circ}\text{C}$ , т. е. примерно посередине между эвтонической и эвтектической точками природных растворов; такова, например, трона. С наибольшей же интенсивностью их образование идет в поле высоких концентраций и температур и соответственно вблизи эвтонической точки. К этой же области приурочено образование и тройных солей. Ниже  $0^{\circ}$  и вблизи эвтектики ни двойных, ни тройных солей не возникает (фиг. 120).



Фиг. 117. Политерма растворимости системы хлористый магний — вода (по А. Г. Бергману и Н. П. Лужной).



Фиг. 118. Политерма растворимости системы сернокислый магний — вода (по А. Г. Бергману и Н. П. Лужной).



Фиг. 119. Тройные сульфатные системы.

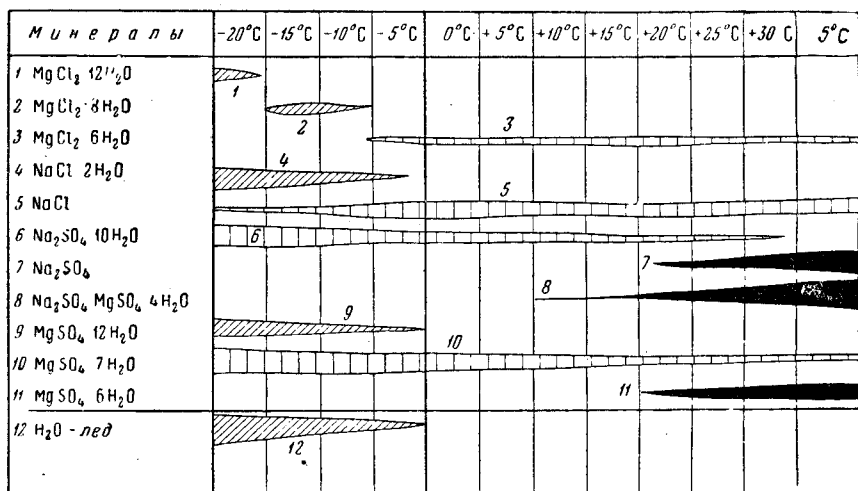
Резюмируя, получаем, что повышение температуры содействует появлению соляными минералами кристаллизационной воды и образованию двойных и тройных солей; понижение влияет противоположно.

2. Действие концентраций на минералообразование сложно. С увеличением минерализации раствора получают возможность образовываться все более легко растворимые минералы, что, как указывалось выше, и создает стабильность галогенеза.

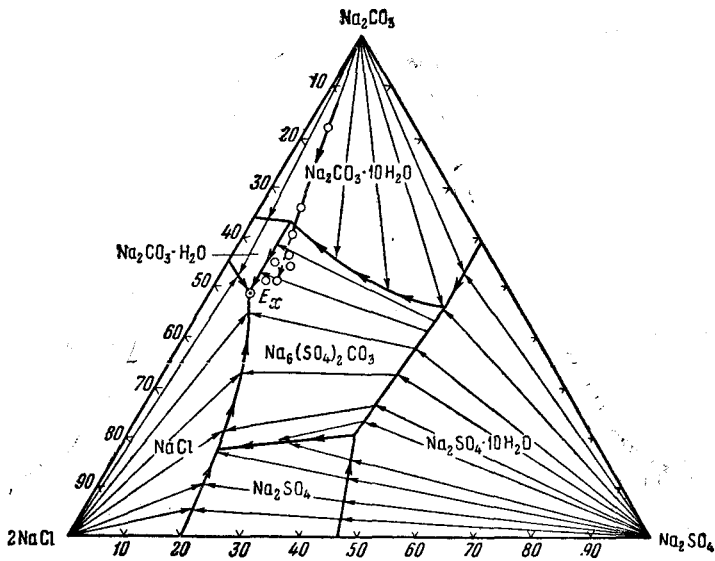
Вместе с тем концентрированные растворы действуют на гидратированные минералы водоотнимающе, тем самым понижая температурное поле их устойчивости.

Наконец, повышение концентраций сложных природных растворов солей благоприятствует возникновению минералов, представляющих собой двойные и тройные соли. Это наглядно демонстрируется схемой образования солей при выпаривании морской воды.

Таким образом, влияние концентрации солей на минералообразование во многом аналогично влиянию температуры: повышение  $t^\circ$  и минерализации рапы вызывает дегидратацию твердых фаз и вместе с тем содействует

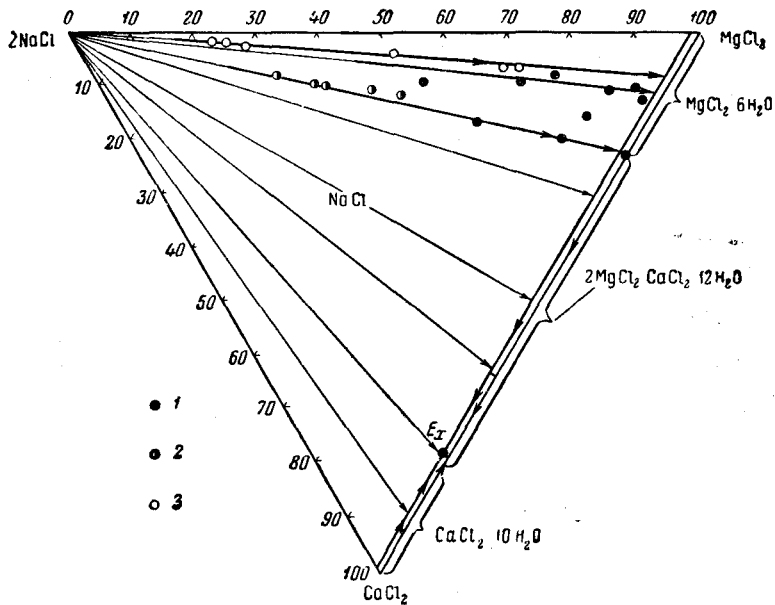


Фиг. 120. Минералообразование в системе  $2\text{NaCl} + \text{MgSO}_4 \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{MgCl}_2$  при температуре от  $-20$  до  $-35^\circ\text{C}$  (по А. Г. Бергману и Н. П. Лужной).



Фиг. 121. Изотерма  $+25^{\circ}\text{C}$  системы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  ( $\text{HCO}_3^-$ ),  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ .  
(по М. Г. Валяшко).

*Ex* — эвтоническая точка. Стрелки указывают изменение состава рассолов в процессе изотермического испарения и кристаллизации солей.



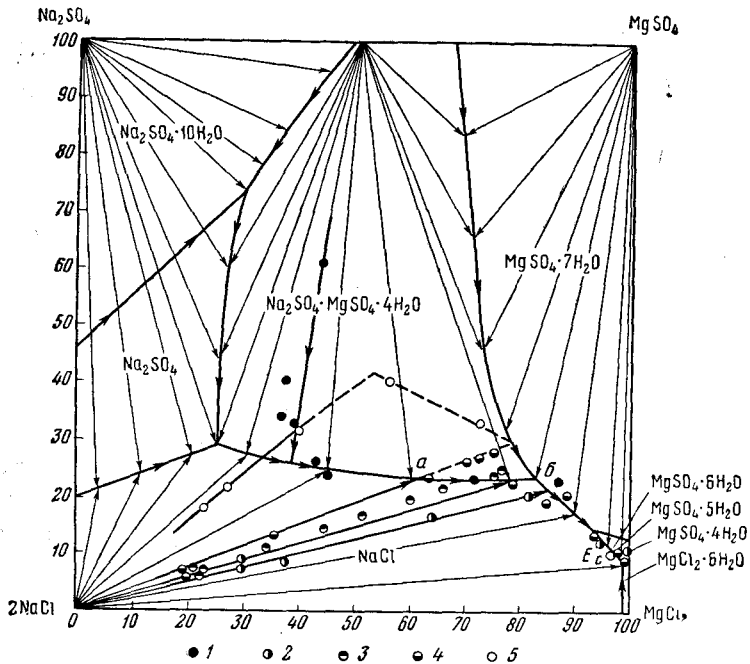
Фиг. 122. Изотерма  $+25^{\circ}\text{C}$  системы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ .  
(по М. Г. Валяшко).

*Ex* — эвтоническая точка. Стрелки указывают изменение состава рассолов в процессе изотермического испарения и кристаллизации солей.

1 — оз. Старое; 2 — оз. Красное; 3 — оз. Киятское

образованию двойных и тройных солей; понижение  $t^\circ$  и концентрации растворов влияют в обратном направлении.

3. Еще более важным фактором минералообразования при галогенезе являются количественные соотношения между отдельными солями, входящими в состав раствора. Экспериментальные работы многих физико-химиков (Вант-Гоффа, Н. С. Курнакова и его школы и др.) показали, что именно эти соотношения солей в растворе и определяют конкретный состав твердых фаз, которые можно получить испарением или вымораживанием раствора. Это наглядно иллюстрируется диаграммами (фиг. 121—123), изображающими состав твердых фаз, отвечающих разным соотношениям солей при  $25^\circ\text{C}$  во всех трех гидрохимических типах соляных водоемов.



Фиг. 123. Изотерма  $+25^\circ\text{C}$   $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . (по М. Г. Валяшко).

$E_c$  — эвтоническая точка. Стрелки указывают изменение состава рассолов в процессе изотермического испарения и кристаллизации солей.

1 — р. Асса и озера ее системы; 2 — оз. Саки; 3 — Сасык-Сиваш; 4 — Сев. Сиваш; 5 — испарение летней рапы оз. Кучук.

Диаграммы получены следующим путем. Искусственно приготавлился высокосолёный раствор, соотношение солей в котором отвечало какой-либо точке диаграммы, скажем, сульфатного типа. Затем в раствор вносилось некоторое количество какой-либо, заранее известной соли, например мирабилита —  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , и вся система из твердой фазы и раствора длительно выдерживалась и перемешивалась до тех пор, пока не приходила в равновесие. Иногда первоначально внесенная порция твердой фазы нацело растворялась и требовалось дополнительное внесение ее, в других — она увеличивалась за счет раствора и т. д. Установление равновесия контролировалось повторными анализами и считалось достигнутым тогда, когда состав раствора становился постоянным. Тогда после пересчета получалась фигуративная точка раствора на диаграмме, причем отмечалось, какая именно равновесная твердая солевая фаза этой точке отвечает; если этой фазой был, как в нашем случае, мирабилит, отмечалось,

что это и есть точка устойчивого состояния мирабилита. После проведения многих опытов с растворами разного состава на диаграмме выяснялось некоторое поле, где мирабилит является равновесной для растворов фазой и за пределами которого он растворялся, а твердой фазой оказывался другой минерал, например — тенардит или астраханит и т. д. Последовательное проведение очень многих опытов с весьма разными составами растворов и вносимыми твердыми фазами позволило наметить поля устойчивости разных солей на всей площади квадрата, изображающего воду сульфатного типа. Таких минералов оказалось при 25° С семь: мирабилит, тенардит, галит, астраханит, эпсомит, сакиит, бишофит. Полученная диаграмма, таким образом, имеет более глубокий смысл, чем аналогичная ей диаграмма на фиг. 101—103, без полей устойчивости твердых фаз. В первоначальном своем виде диаграмма изображала вариации лишь солевого состава растворов; в том же виде, как она дана на фиг. 123, она показывает не только изменения состава растворов в разных точках ее, но и состав твердой фазы, отвечающей каждому составу раствора.

Это обстоятельство имеет глубокий смысл, ибо позволяет предвидеть, какой солевой минерал выделится первым, если раствор данного состава будет подвергаться изотермическому испарению, и как вообще будет идти галогенная седиментация. Допустим, что вода какого-либо еще мало минерализованного озера дает фигуративную точку в галитовом поле. Это означает, что первым солевым минералом из высокоминерализованного (т. е. упаренного) раствора ее будет галит<sup>1</sup>. Соединяя фигуративную точку с вершиной  $\text{Na}_2\text{Cl}_2$  квадрата, получим луч кристаллизации рапы озера. На продолжении луча до пересечения его с галит-астраханитовой границей будет осаждаться только галит, а рапа будет претерпевать изменения, отвечающие фигуративным точкам вдоль луча кристаллизации. С момента пересечения границы галит-астраханитового поля (точка *a*) дело изменится. Теперь в равновесии с раствором окажутся обе соли — галит и астраханит и обе они будут выпадать из осадка, а фигуративные точки раствора будут двигаться вправо по направлению к эвтонической точке, изображенной символом *Ec*.

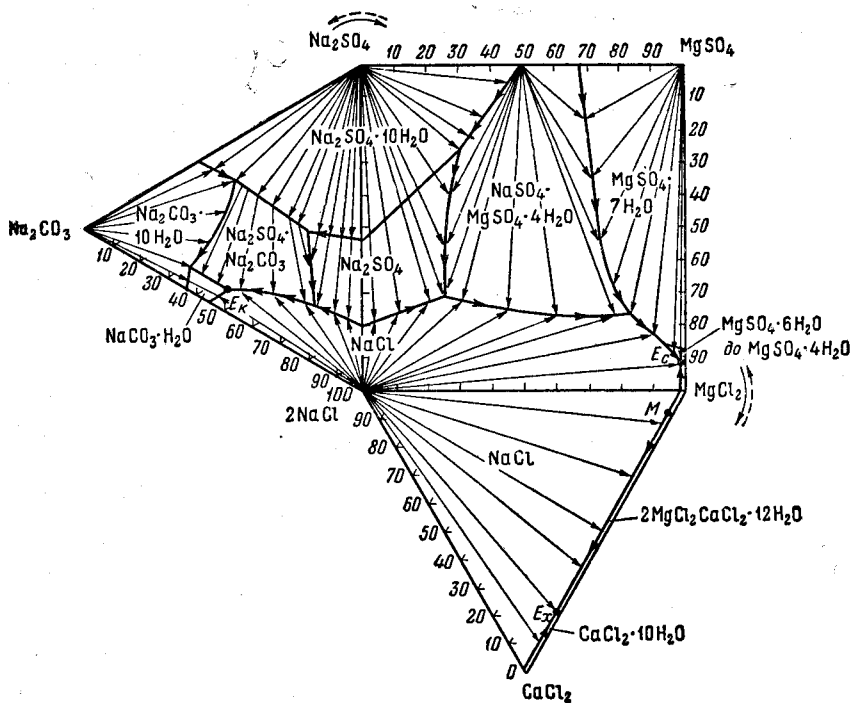
В пункте *b* к астраханиту и галиту присоединится эпсомит, а затем садка астраханита прекратится и осаждаться будут лишь эпсомит и галит; ранее осажденный астраханит начнет переходить в эти соли. В пункте *c* садка эпсомита сменится осажждением сакиита, причем ранее выделенный эпсомит будет переходить в 6-водный сульфат магния; в рядом расположенных точках 6-водный сульфат перейдет в 5-водный, а потом в 4-водный. В пункте *Ec* или эвтонической точке начнется садка бишофита, и все три соли отныне станут осаждаться вместе до полного высыхания раствора.

Аналогичным путем были построены поля кристаллизации солей на диаграммах вод содового и хлоридного типа; стрелками и на них показаны пути кристаллизации к конечным эвтектоническим точкам растворов. Для содовой воды при температуре 25° стабильными оказались:  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , галит ( $\text{NaCl}$ ), мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), беркеит ( $\text{Na}_6(\text{SO}_4)_2\text{CO}_3$ ), термонатрит ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) и тенардит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ); для хлоридного типа — галит, бишофит ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ),  $\text{CaCl}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  и тахгидрит ( $2\text{MgCl}_2 \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ).

Все три диаграммы солевого состава вод, как указывалось ранее, могут быть превращены в единую сложную диаграмму путем совмещения их общими сторонами (фиг. 124). При таком совмещении получим сводную диаграмму растворов и равновесных с ними твердых солевых фаз (при 20° С), отвечающих любым не запрещенным соотношениям растворенных солей. Отметим, что эвтонические точки в каждой из совмещающихся диаграмм

<sup>1</sup> Все трудно растворимые карбонатные (кальцит, доломит) и сульфатные (гипс, глауберит) минералы, предшествующие садке галита, при этом, конечно, не учитываются, ибо входящие в них компоненты на диаграмме отсутствуют.

остаются своими особыми, индивидуальными, а значит и кристаллизация солей в каждой из частей составной диаграммы идет самостоятельно, особо, не переходя в другую часть. Это обстоятельство хорошо отображает самостоятельность трех гидрохимических типов вод — содового, сульфатного и хлоридного на всех ступенях осолонения. Как бы далеко ни зашло выпаривание раствора и как бы ни изменился его вещественный состав под влиянием выпадения твердых солевых фаз, гидрохимический тип раствора — содовый, хлоридный или сульфатный — остается неизменным. Иначе говоря, простым испарением нельзя перевести раствор из одного



Фиг. 124. Объединенная диаграмма трех основных химических типов вод.

Стрелки внутри диаграммы — пути кристаллизации рассолов; стрелки вне диаграммы: сплошная — направление прямой метаморфизации, пунктирная — направление обратной метаморфизации.

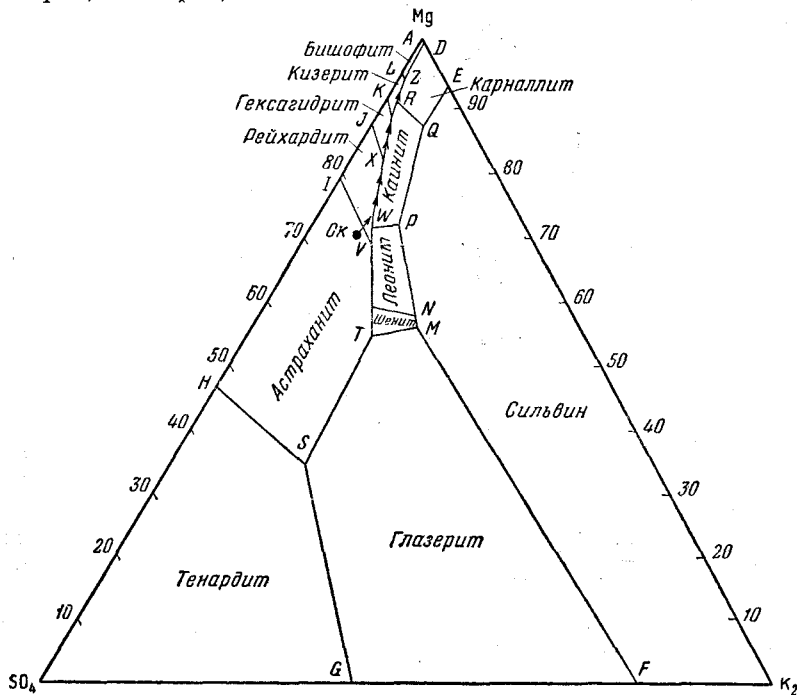
гидрохимического типа в другой; такой переход осуществляется лишь благодаря метаморфизму рапы поступающим в бассейн материалом (гидрокарбонатными водами + глинистыми частицами).

Рассмотренные до сих пор диаграммы касаются вод, не содержащих калия или обладающих лишь ничтожными его концентрациями, исключаящими садку самостоятельных калиевых минералов. Но когда калий накапливается в заметных количествах, начинается и калиевое минералообразование, и создается необходимость особых диаграмм, изображающих наряду с прочими и калиевые минералы. Это, в частности, необходимо для исследования высоких стадий осолонения морской воды, обогащенной калием. Диаграмма, отражающая изменения солевого состава калийсодержащей рапы и отвечающих ей твердых солевых фаз, была создана, как известно, Я. Г. Вант-Гоффом в результате его длительных физико-химических исследований.

Она имеет вид треугольника (фиг. 125). Сложный пятикомпонентный раствор —  $2K^+$ ,  $2Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  — изображается в этом случае на диаграмме тремя индексами, представляющими содержание ионов  $2K^+$ ,

$Mg^{2+}$  и  $SO_4^{2-}$ , в % от суммы их эквивалентов. Сами компоненты располагаются в вершинах треугольника  $Mg^{2+}$  ( $MgCl_2$ ),  $2K^+$  ( $2KCl$ ) и  $SO_4^{2-}$  ( $Na_2SO_4$ ). Содержание  $NaCl$  в растворе при этом не учитывается.

Соответственно возросшей сложности солевых растворов количество твердых фаз, равновесных разным комбинациям растворенных солей, резко увеличено и равно (при  $25^\circ C$ ) 14: галит, тенардит, глазерит, астраханит, шенит, леонит, эпсомит, гексагидрит, сильвин, каинит, карналлит, кизерит, бишофит, лангбейнит.



Фиг. 125. Стабильная диаграмма при  $+25^\circ C$  в системе  $2Na^+$ ,  $2K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $H_2O$  (по Я. Т. Вант-Гоффу).

Ок — фигуративная точка состава океанической воды; стрелки — путь кристаллизации океанической воды; латинские буквы — двойные и тройные точки.

На диаграмме точкой *Ок* отмечен состав солевой массы морской воды, а стрелками путь — ее кристаллизации к эвтонической точке. Отметим одну характерную особенность галита в этой серии минералов. Однажды начав образовывать твердые фазы, он продолжает осаждаться на всем пути кристаллизации раствора, образуя при этом заметную, а нередко и большую, часть выпавших соляных масс; поэтому на диаграмме он не изображается.

Таковы наборы твердых фаз, выделяющихся из растворов разного состава при изотермическом испарении их при  $25^\circ C$ . При других температурах эти наборы, понятно, изменяются, но зависимость выделившихся твердых фаз от соотношения солей остается.

Итак, в диапазоне изменений от эвтектики к эвтонике состав твердых фаз определяется совокупным действием температуры, концентрации и соотношений солей (или точнее их ионов) в растворе.

Для понимания хода соляной седиментации чрезвычайно важно еще одно обстоятельство, почему-то обычно упускаемое из виду исследователями. Несмотря на существенную разницу в химических характеристиках вод разных гидрохимических типов, некоторые минералы являются общими для соляных осадков смежных типов вод на сводной их диаграмме.



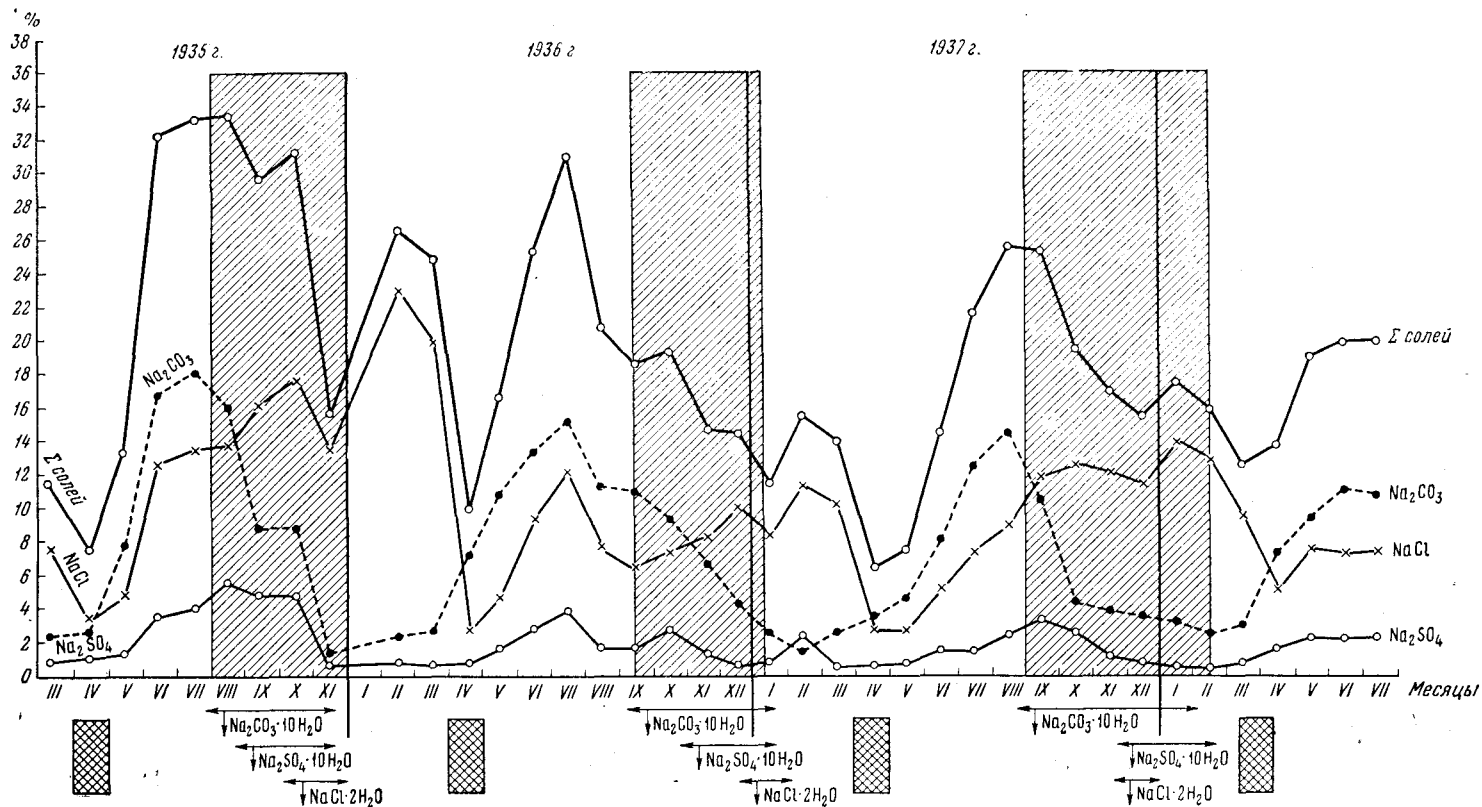
Так, NaCl встречается в осадках всех типов вод; Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (в виде тенардита и мирабилита) — в содовых и сульфатных водах; гипс — в сульфатных и хлоридных водах (на более низких ступенях минерализации). Для таких минералов с расширенным диапазоном возникновения может быть установлено правило, согласно которому *одни и те же минералы при осолонении водоемов разного гидрохимического типа осаждаются при резко разной общей минерализации раствора*. Например, гипс в сульфатных озерах группы IIa садится при соленостях ~10—15%, в сульфатных же озерах группы IIб и IIв — при соленостях около 3—5%; в классе хлоридных озер садка его опять происходит при очень высокой общей минерализации рапы. Даже в пределах одной и той же гидрохимической группы уменьшение или увеличение содержания в рапе какой-либо одной соли (особенно легко растворимой) может заметно смещать вниз или вверх момент осаждения другой, менее растворимой соли, имеющей с нею общий ион. Так, вода океанов, Черного, Каспийского и Аральского морей принадлежит к одной и той же гидрохимической группе IIв, но отличается разным относительным содержанием MgSO<sub>4</sub> от суммы солей: 6,4% в океане, 7,11% в Черном море, 27,58% в Каспии, 25,80% в Аральском море. При концентрировании этих вод гипс в первом случае садится при минерализации рапы около 15%; во втором — при солености около 14%; в третьем — при осолонении около 5%, а в последнем даже при 4%; Как известно, моллюск *Cardium edule* выдерживает осолонение до 5%; поэтому в илах залива Кайдак и в ископаемом горизонте Аральского моря раковины этой формы встречаются в осадках, обогащенных гипсом, причем такое сочетание является первичной, седиментационной их ассоциацией, а не эпигенетическим признаком. Аналогичные изменения начальных моментов выпадения в осадок при изменении исходных концентраций MgSO<sub>4</sub> в растворе показывают и другие сульфатные минералы — мирабилит, глауберит, астраханит, но амплитуда колебаний в данном случае резко уменьшена.

Обратимся теперь к анализу главнейших черт физико-химического механизма современного галогенеза.

## 2. ГОДИЧНЫЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГАЛОГЕННЫХ ОСАДКАХ

Так как возникновение твердых соляных фаз возможно и при испарении раствора и при его вымораживании, то это делает реальный ход солеобразования в природных условиях очень сложным и обуславливает по влиянию в жизни осолоняющихся водоемов так называемых *годовых гидрохимических циклов*. Зарождаясь еще на средних ступенях осолонения, они становятся особенно характерными для высоко минерализованной рапы. Исследование циклов было выполнено советскими галургами на многих объектах, что позволяет сейчас представить картину циклов с большими деталями.

На фиг. 126 изображены годовые гидрохимические циклы содового оз. Танатар I (соленость летом до 25%). Весной, обычно в апреле, концентрация солей в Танатаре I под влиянием паводковых вод падает до 8—10%; озеро временно сильно опресняется. Но уже в мае наступает усиленное испарение и новый подъем минерализации, достигающей максимума в августе или начале сентября. С наступлением холодов в сильно концентрированной рапе начинается последовательная садка минералов. Первой садится десятиводная сода, период ее осаждения охватывает сентябрь — декабрь; за ней следует мирабилит (октябрь — январь) и еще позже — бигидрат NaCl (декабрь — январь). Этими процессами зимнего осаждения минералов общая концентрация рапы понижается до 10—12%. В январе — феврале вымораживание воды несколько повышает концентрацию



Фиг. 126. Годичные гидрохимические циклы оз. Танатар I (Кулундинская степь). Штриховка сеткой — паводок; штриховка косая — периоды садки солей.

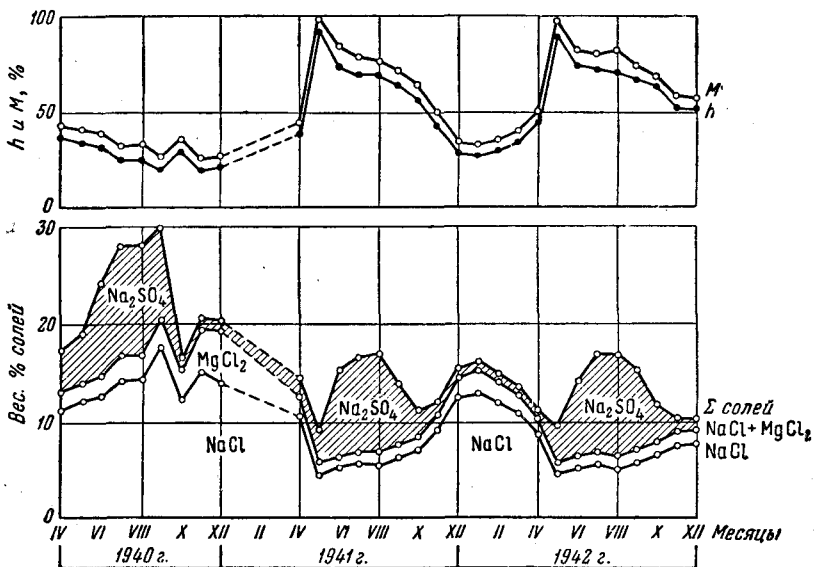
остаточной рапы, а затем весной цикл начинается заново — весенние воды разбавляют рапу, растворяют зимние осадки и т. д. Система повторяет проделанный путь.

Описанный ход процессов характерен для относительно влажных лет с повышенным количеством метеорных осадков. В сильно сухие годы гидрохимический цикл усложняется за счет летней садки солей. Один из случаев такой садки описан С. З. Макаровым (1935). Площадь акватории к 1 июня составляла примерно 100 га при средней глубине около 15 см и объеме рапы 150 000 м<sup>3</sup>. Интенсивная садка солей началась 10 июня выделением троны —  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; садка началась при солёности около 28 ‰ и длилась два дня, дав пластик в 2 см толщиной. С достижением минерализации в 32 ‰ началась непрерывная садка галита, десятиводной и семиводной соды, причем галитовые кристаллы образовывались днем, при испарении рапы, а кристаллы соды — ночью, при понижении температуры рассола. Наконец, 7 июля при солёности в 36 ‰ впервые выпала еще одна твердая фаза — беркеит  $2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$  в виде мелких кристалликов, образовав ровный рыхлый слой по всему озеру, впоследствии сцементированный в очень прочные фарфоровидные пластинки. В дальнейшем солёность рапы уже не поднималась, и уменьшение ее объема до полного высыхания шло за счет выделения всех пяти фаз: троны, семи- и десятиводной соды, галита, беркеита. Раствор, очевидно, достиг эвтонической точки и медленно высыхал. Этот предельно интенсивный процесс летней садки солей, однако, был безрезультатным с седиментационной точки зрения, так как *осенние дожди нацело уничтожили возникший сложный соляной пласт.*

У озер сульфатного класса годичный гидрохимический цикл реализуется в другой серии минералов. Рассмотреть его удобно на оз. Эбейты (группа IIa), детально изученном с этой точки зрения И. Г. Дружининым (фиг. 127) и оз. Кучук (фиг. 128).

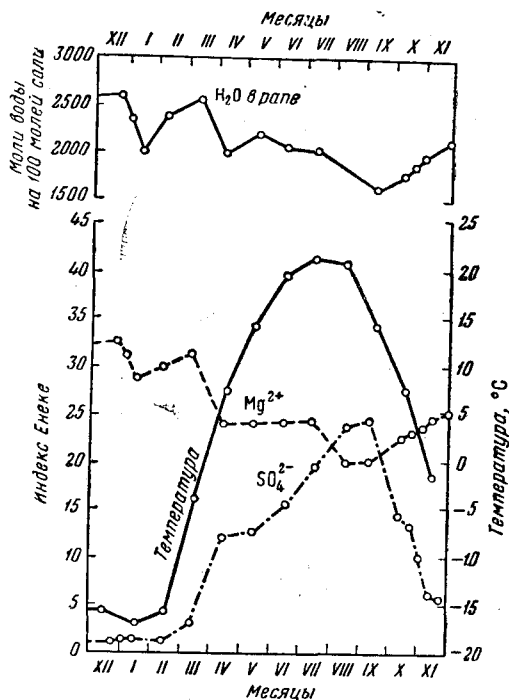
У оз. Эбейты, в 120 км от Омска, весенняя концентрация рапы составляет около 20 ‰, причем по составу она относится к магниевонариевому классу с большим содержанием  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и малым —  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$ . К концу испарительного сезона — в августе — минерализация рапы подымается до 30—31 ‰, редко выше, и начинается химическое осаждение солей. Первым — в августе, сентябре — садится мирабилит, что происходит, как только температура резко осолоненной рапы упадет до 19°C. К моменту достижения 0°C масса осажденного мирабилита достигает 65—70% от первоначального количества сульфата натрия в рапе. При минус 7° к мирабилиту присоединяется новая фаза — лед, а при минус 21,8°C садится еще и бигидрат хлористого натрия —  $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Полное застывание эвтектического раствора в эксперименте наблюдалось при минус 30°. «В естественных условиях — пишет И. Г. Дружинин, — эвтектического застывания в относительно теплые зимы может и не наблюдаться (озеро не замерзает). Даже в условиях суровой зимы 1940 г. (минимальная температура минус 42,7°) под слоем снега в 25 см среди рыхлого слоя мирабилита мы наблюдали незастывшую рапу с температурой минус 23,5°C» (Дружинин, 1946, стр. 119). Процессами охлаждения садка мирабилита все усиливается и достигает предела при минус 15°C, когда 98% сульфата, присутствовавшего в исходной концентрированной летней рапе, садятся и только 2% остаются в растворе.

Весной и в начале лета главная часть осевшего мирабилита переходит обратно в раствор и только меньшая наращивает донные отложения мирабилита. Это монотонное из года в год чередование осадений и растворов разнообразится тем, что в особо сухие годы к концу испарительного периода садится еще галит. Это наблюдалось, например, в 1918, 1933, 1939 гг. Рапа при этом имела (в 1939 г.) температуру 30,8° и концентрацию 32,8° Боме. Абсолютный выход галита, однако, был невелик, а сама соль



Фиг. 127. Годичные гидрохимические циклы оз. Эбейты (по И. Т. Дружинину).

М — все рапы; h — глубина рапы.

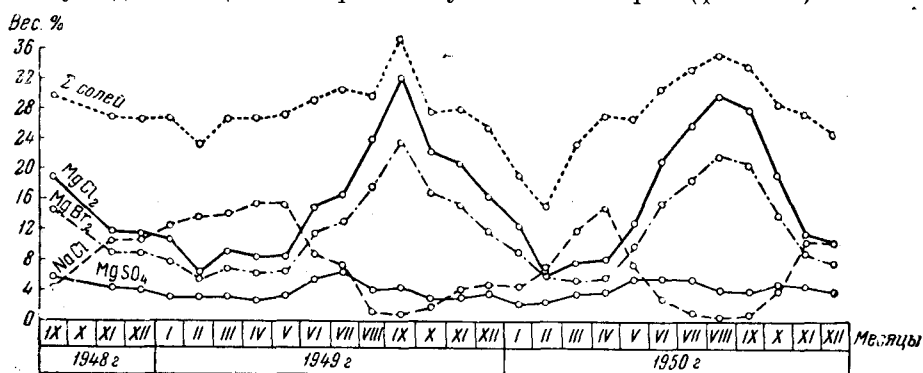


Фиг. 128. Годичные гидрохимические циклы оз. Кучук (по С. З. Макарову).

сильно загрязнена сульфатом натрия. При очередном опреснении озера галитовый осадок исчезал бесследно.

Сходные гидрохимические циклы свойственны и оз. Кучук в Кулундинской степи.

Годичные циклы озер, близких к хлоридному классу, демонстрирует оз. Эльтон; оно находится на очень высокой стадии минерализации и потому годичные циклы выражены у него очень ярко (фиг. 129).



Фиг. 129. Годичные гидрохимические циклы оз. Эльтон (по И. Б. Фейгельсону).

Минимальная соленость рапы в Эльтоне приходится на зимний период по март включительно. С апреля начинается усиленное испарение, и уже со второй половины апреля — садка NaCl, продолжающаяся до октября. В августе — сентябре к галиту присоединяется эпсомит ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), а затем и гексагидрит магния ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ). Потеря эпсомитом молекулы воды происходит под обезвоживающим действием сильно концентрированной рапы, содержащей к тому же большие количества  $\text{MgCl}_2$  (до 70—90% от суммы солей). К концу испарительного сезона рапа подходит к эвтонической точке, и тогда в некоторые ночи сухого лета в донную фазу выпадает бишофит  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; впервые он был отмечен на Эльтоне Н. С. Курнаковым, а позже (в августе 1936 г.) И. Б. Фейгельсоном. Само существование бишофита в донной фазе, однако, очень недолговечно, ибо малейшее изменение упругости пара раствора в сторону повышения немедленно вызывает растворение  $\text{MgCl}_2$ . Значительное количество  $\text{MgCl}_2$  (до 25%) наблюдается в солях, выпавших на дно в конце испарительного сезона.

Осенью, в случаях, когда разбавления рапы еще не было, но похолодание уже наступило, начинается садка смешанной соли или так называемой крио-сельмикст ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ ); это имеет место лишь для рассолов, содержащих более 13%  $\text{MgCl}_2$  и при температуре ниже  $+5^\circ\text{C}$  (Фейгельсон, 1936). При похолодании же, сопровождающемся разбавлением рапы, в ноябре — январе садится мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), что вызывает общее понижение минерализации рапы. Весной зимние минералы растворяются, и начинается новый цикл летней седиментации.

Описанные годовые гидрохимические циклы свойственны не только континентальным озерам, но и современным соляным водоемам морского происхождения. При этом у крупных водоемов, связанных с морем протоками, гидрохимические циклы отличаются грандиозным размахом. Так, в приморской низине Катч (в Индии) количество морской воды, загоняемой летними муссонами, достигает в среднем — 18 млрд.  $\text{м}^3$ , что отвечает содержанию солей в 350 млн. т. Зимой, под влиянием сухих муссонов, дующих с суши, эта вода испаряется практически вся. В депрессиях рельефа возникают пласты соли от 10 см до 1 м, а на разделяющих их слегка по-

вышенных участках — выцветы соли и снежно-белые корки ее до 2—3 см толщиной. При следующем затоплении все это растворяется. Еще более грандиозные массы осаждавшихся, а затем вновь растворявшихся солей наблюдались в Кара-Богаз-Голе до его недавнего усыхания. С октября по январь, как только температура рапы падала ниже +5°C, начиналась садка мирабилита; на рапе это отражалось падением коэффициента  $\frac{MgSO_4}{MgCl_2}$  и резкой убылью удельного веса. В. П. Ильинский, Г. С. Клебанов и Я. Г. Вломберг (1936) подсчитали, что масса ежегодно осаждавшегося мирабилита составляла в среднем величину порядка 10—11 млрд. т, но сильно колебалась от одного года к другому. Так, в зиму 1929—1930 г. осело 16,6 млрд. т., в зиму же 1931—1932 г. всего 5,6 млрд. т, т. е. в три раза меньше, что зависело как от зимних температур, так и от состояния залива к моменту мирабилитообразования. Под влиянием этих огромных масс выделившегося мирабилита и без того густая рапа Кара-Богаз-Гола становилась кашицеобразной, и огромные массы этой соли выбрасывались волнением на берег, образуя мирабилитовые кучи; на дне залива также временно возникал толстый мирабилитовый пласт. Весной и летом подавляющая масса выделившейся соли вновь растворялась и лишь ничтожная доля ее шла на формирование мирабилитового пласта в центральной, наиболее глубокой части залива.

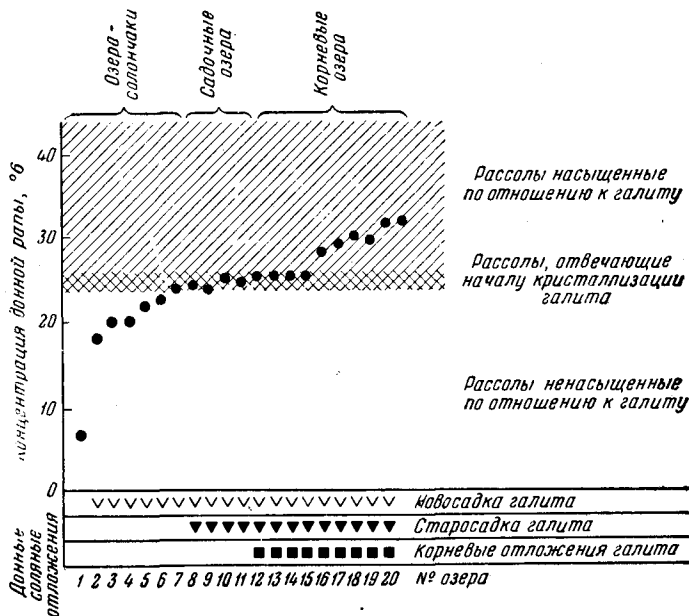
Для правильного понимания хода гидрохимических циклов необходимо иметь в виду, что степень их выраженности зависит не только от минерализации водоема, но и от климатических условий. Необычайная напряженность годовых циклов в советской части засушливой зоны в большой степени зависит от широкой амплитуды температурных изменений в течение года. Как известно, в наших широтах (Западная Сибирь, Средняя Азия, Прикаспий) в жаркое летнее время рапа нагревается солнцем до 30—35°C и выше, в зимнее же время температура опускается до минус 15—25°, иногда еще ниже. При этом озера с низкой концентрацией рапы зимой покрываются льдом, озера же с высоко минерализованной рапой даже при очень низких температурах (—25°C) не замерзают, что, естественно, облегчает зимнюю садку солей. При столь больших колебаниях температуры естественно, что количество периодических твердых фаз, вовлекаемых ежегодно в осаждение и новое растворение, велико, в самые массы выделяющихся периодических минералов часто огромны. При перемещении в более южно расположенные части засушливых зон с меньшей амплитудой температурных колебаний и с более высокой средней температурой года годовые гидрохимические циклы естественно изменяются. «Холодолюбивые» твердые фазы — сода, мирабилит — все больше убывают по массе и, наконец, прекращают осаждаться; диапазон минералогических превращений сужается и ограничивается серией более «теплолюбивых» минералов. *Солевая седиментация изменяется в сторону все большего сокращения политермических процессов солеобразования и все большего приближения их к процессам изотермическим* (Макаров, 1935), хотя, конечно, строго изотермическая садка солей в природе все же не осуществляется.

Так как минералообразование на средних и высоких ступенях осолонения происходит и в летнее и в зимнее время, то естественно встает вопрос: что же является основным движущим фактором развития водоемов аридных зон и их осадков — летнее испарение или зимнее охлаждение?

Прогрессирующее осолонение рапы, столь характерное для водоемов аридных зон, требует удаления растворителя — воды; оно реализуется лишь при летнем испарении, ибо зимой, при охлаждении, удаления растворителя практически не происходит<sup>1</sup>. *Отсюда следует, что для общего*

<sup>1</sup> Не считая временно возникающего льда у озер с относительно невысокой минерализацией.

развития бассейнов аридных зон именно летняя часть годовых циклов является решающей. Она же в общем определяет и главные черты состава накаплиющихся галогенных отложений, хотя в отдельные моменты развития бассейнов или при специфических условиях начинает влиять и зимняя часть цикла, особенно при садке сульфатов Na и Mg. Только благодаря решающему влиянию летней части годовых циклов на историю развития и на осадки осолоняющихся водоемов и становится возможным разобраться в основных чертах галогенеза с помощью лабораторно разработанных изотермических диаграмм при температуре 25° С.



Фиг. 130. Связь накопления галита со степенью насыщения донной рапы NaCl (по М. Г. Валяшко).

Седиментационный итог годовых гидрохимических циклов, как можно видеть из предыдущего, у разных водоемов неодинаков. У одних он не приводит к стабильному накоплению соляных пластов, ибо при весенних и осенних разбавлениях нацело уничтожается то, что успело зимой и летом осесть на дно; у других же озер остаются избыточные нерастворенные донные фазы и соляной пласт формируется. Естественно встает вопрос: при каких же условиях седиментация твердых фаз в годовом цикле перестает быть бесплодной и дает начало солевому пласту? Таких условий два.

Первое касается наддонной рапы. В слабо минерализованном озере все растворимые соли находятся в состоянии более или менее резко ненасыщенного раствора. Но рано или поздно, под влиянием непрерывного вноса в озеро, каждая соль достигает точки, при которой она начинает насыщать, а потом и *пересыщать рапу* — в среднем за годичный цикл. Выделение каждой соли в виде периодической твердой фазы — летом и зимой — начинается обычно задолго до достижения этого момента среднегодового пересыщения. И пока это пересыщение еще не реализовано, осевшая в один сезон (летом или зимой) соль неизбежно растворяется при последующем распреснении, и годичный цикл окажется безрезультатным: устойчивого солевого пласта на дне не возникает. Химическая седиментация будет идти на «холостом ходу». Лишь после того, как среднегодовое пересыщение рапы данной солью будет достигнуто, очередное сезонное рас-

преснение озера будет уже не в состоянии растворить всей массы выпавшей перед тем твердой фазы соли, и создается первая предпосылка к формированию соляного пласта.

Вторым условием является минерализация межкристалльной или донной рапы. М. Г. Валяшко (1952<sub>1</sub>) обратил внимание на то, что степень насыщения донной рапы галитом у разных озер значительно колеблется и что содержание в ней NaCl находится во вполне определенной зависимости от образования устойчивого галитового пласта — старосадки или корневой соли. Соотношения эти видны на фиг. 130, резюмирующей данные по 20 соляным озерам, в которых в годичном цикле садится NaCl. Из диаграммы следует, что если донная рапа далека от насыщения галитом, то устойчивого накопления солей не образуется. *Галитовый пласт возникает и усерживается лишь в том случае, если донная рапа достигла насыщения по NaCl или даже несколько пересыщена им.* Такие соотношения понятны. Ведь если новосадка галита, достигающая иногда 10—15 см мощности, будет в нижней части своей соприкасаться с ненасыщенной NaCl донной рапой, она неизбежно будет растворяться этой рапой, если бы даже при осенне-весеннем разбавлении от новосадки кое-что и осталось бы. Наоборот, если донная рапа уже будет насыщена NaCl, то растворения нижних слоев новосадки этой рапой уже происходить не будет; она сохранится, покроется илом, вносимым в озеро с дождевыми осенними и весенними водами, и даст начало соляному пласту, так называемой старосадке.

Этот пример с NaCl естественно напрашивается на обобщение. Не только галитовый, но и всякий соляной пласт начинает формироваться лишь после того, как не только наддонная, но и донная рапа достигнет насыщения данной соляной фазой в годичном цикле.

Так как минерализация поверхностной рапы раньше начинает удовлетворять этому требованию, чем минерализация рапы донной, то формирование каждого соляного пласта проходит через некоторый, так сказать, метастабильный промежуточный период, пусть и кратковременный, когда пласт этот то появится (в очень сухие годы), то исчезнет (в более влажные), пока, наконец, не «завяжется» крепко.

Годичные гидрохимические циклы отражаются в галогенных осадках появлением характерных циклических текстур. Каждый элементарный годовой ритм слагается в схеме из двух прослоек. Первый отвечает весеннему разбавлению и последующему летнему испарению и представляет собою накопление глинистых и алевритовых частиц с некоторой примесью хемогенных, наиболее трудно растворимых компонентов. Второй прослой образуется в конце лета или осенью (иногда и зимой) и представляет собою накопление более легко растворимого соляного компонента, осевшего из наиболее концентрированной рапы благодаря ее дальнейшему испарению осенью (сентябрь) или охлаждению.

На разных стадиях осолонения водоема состав хемогенных компонентов в нижнем и верхнем прослойках, их мощности и структура, понятно, меняются, но принципиальная схема годового элементарного пластика удерживается с изумительным постоянством. Вот некоторые тому примеры. В Сакском озере, по Ю. В. Первольфу (1953), микроритмы состоят из темных и светлых микрозон. Темные зоны слагаются главным образом глинистым материалом (на 75%), к которому подмешано немного карбонатов (12%) и гипса (11%); встречается много органических остатков и гидротроилита, придающего слойкам в свежем состоянии черный цвет. Светлые зоны обеднены глинистым материалом (<50%), органическими остатками, кальцитом (7%) и гидротроилитом, зато обогащены гипсом (40% и свыше). Толщина микрозон колеблется от 0,1 до 5,5 мм, составляя в среднем 1,4 мм, откуда толщина микроритма в среднем 2,8 мм. Черные, окрашенные гидротроилитом, микрослои соответствуют лету, светлые — осени (конец августа — сентябрь). В озере Керлеутском очень



тонкая слоистость обусловлена чередованием глинисто-карбонатных слоечков, с некоторой примесью органических остатков, и слойков, образованных «большим количеством очень мелких кристаллов солей», по-видимому гипса; толщина первых 0,15—0,25 мм, толщина вторых 0,25—0,35 мм; совокупная толщина микроритма 0,4—0,6 мм. Глинистые слойки — осенне-весеннее накопление, гипсовые — летнее. Аналогичная микроритмичность свойственна озерам Старому, Красному, Киятскому, Кыркскому и др.

Годовые пластики осадка на хлоридной стадии современных водоемов состоят внизу из глинисто-карбонатного прослойка с большей или меньшей примесью гипса, вверху же — из слоя новосадки галита.

Мощности этих сезонных отложений значительно варьируют. Глинисто-карбонатные измеряются долями сантиметра, редко выше. Галитовые — сантиметрами варьируя от 5—6 до 10—11 см. Таким образом, *реально наблюдающаяся годовичная седиментация в сильно соленых водоемах, в полном соответствии с ранее сделанными расчетами (стр. 187), оказывается гораздо более быстрой сравнительно со скоростью осадконакопления на карбонатной и сульфатной стадиях.*

Несколько слов о своеобразной структуре возникающих твердых соляных фаз, слагающих новосадку, так как это имеет большое значение для понимания древних галогенных отложений.

Только что возникшая галитовая новосадка отличается своеобразной формой кристаллов. На поперечных разрезах через слой видно, что кристаллы соли имеют вид удлиненных «зубьев», более или менее правильных трехгранных пирамидок, стоящих то перпендикулярно к пласту, то слегка к нему наклоненных (фиг. 131). На продольном разрезе пирамидки имеют перистую структуру елочки, будучи образованы множеством тонких прозрачных галитовых пластиков, между которыми пролегают матовые пластики с включениями рапы, воздуха, гипса и других примесей. Промежутки между крупными «зубьями» заполнены частью мелкими недоразвившимися зубьями, частью обломками их и примесью других минералов, либо не заполнены ничем. Благодаря описанному строению новосадки она имеет на поперечном разрезе более или менее

выраженную неправильно шестоватую структуру. Общая мощность годового пластика достигает 5—8 см. В дальнейшем новосадка уплотняется и нередко перекристаллизовывается в кубические кристаллы, либо в сплошную массу галита, теряя свою седиментационную перистую структуру. Такая перекристаллизация, однако, происходит далеко не всегда, и цервичая перистая структура нередко переходит в ископаемое состояние.

Генезис перистой структуры седиментационного галита был раскрыт М. Г. Валяшко (1952г) наблюдениями над ходом кристаллизации галита из рапы.

Образование новосадки галита начинается зарождением *на поверхности рапы* мельчайших кристаллов, которые морфологически представляют собой, оцроцинутые вершиной вниз правильные плоские пирамиды — своеобразные соляные вороночки или чашечки, размером от нескольких миллиметров до 3 см по верхнему краю (фиг. 132). Температура рассола и скорость кристаллизации в период осаднения галита оказывают большое влияние на размеры кристаллов. При низкой температуре и медленной кристаллизации «лодочки» галита получаются большими, тогда как при



Фиг. 131. «Зуб» галита и его строение (по М. Г. Валяшко).

1 — схематическое изображение зуба новосадки галита; 2 — форма его поперечного сечения.

высокой температуре и быстрой кристаллизации — маленькими. На величину и форму кристаллов галита влияет также химический состав раствора, содержащего, кроме хлорида натрия, еще и другие соли в более или менее значительном количестве.

«При падении на дно,— пишет М. Г. Валяшко,— вороночка галита, если остается целой, ложится или на сторону или на ребро. В первом случае кверху под некоторым углом будут направлены две из тройных осей (куба), в последнем случае почти вертикально вверх будет направлено дно ребро — одна тройная ось. Если вороночка при падении ломается, что, видимо, должно быть явлением очень частым, то обломочки ее падают все-таки основанием вниз, так как оно благодаря постепенному зарастанию тяжелее, и, таким образом, тройная соль оказывается направленной кверху.

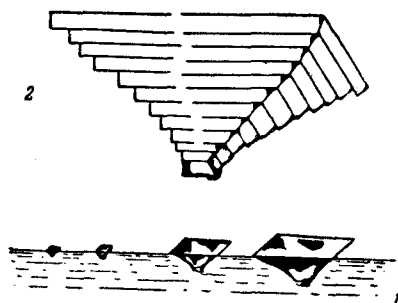
«В дальнейшем поступление питательного вещества идет сверху за счет конвекционных токов сконцентрированного на поверхности рассола.

Таким образом, торчащие кверху углы вороночек или их обломков будут первыми приемниками поступающего вещества и будут усиленно развиваться. Только то, что не успевают забрать эти обращенные кверху вершины, попадает в толщу новосадки и продолжает ее рост вширь. Детальное изучение тех отдельностей, на которые распадается новосадка, и самого строения новосадки показывает, что, действительно, из четырех граней вороночки только одна или редко две получают усиленное развитие, те, что обращены кверху; остальные обычно не растут.

«Дальнейшее отложение вещества вдоль такой обращенной кверху тройной оси происходит слоями по сторонам куба, как бы повешенного своей вершиной на эту ось, как за спицу. При этом рост идет быстрее по ребрам, почему можно обычно наблюдать образование такого скелета, в сечении дающего форму, изображенную на фиг. 131, 133 (А, В, В). Неравномерное поступление вещества, вызванное изменением скорости испарения рассола и температуры в течение дня и ночи, создает зональное строение кристалла, фиксируемое большим или меньшим количеством включений. Моментам более быстрого роста отвечает большее число включений, чем моментам более медленного. По-видимому, наиболее скорый рост происходит в вечернее и ночное время летом, когда падает температура и быстро охлаждающиеся верхние слои концентрированного рассола опускаются на дно.

«В тех случаях, когда вороночка падает на бок и кверху обращены два ее ребра, представляется возможность равномерного развития обоих ребер; наблюдается выход на поверхность не вершины куба, а его ребра и двух вершин, т. е. выход кверху двойной оси, но расположенной не под углом  $90^\circ$ , а под несколько иным. Однако это встречается не так часто. Так, например, просмотр поверхности новосадки площадью около  $5 \text{ см}^2$  показал, что 21 кристалл из выходящих здесь к поверхности был обращен тройной осью и только один — ребром. Таким образом, новосадка галита представляет собой некоторое пространство, постепенно заполняющееся зарастающими вороночками галита, причем развитие их идет главным образом вдоль тройной оси, обращенной кверху» (Валяшко, 1952, стр.45).

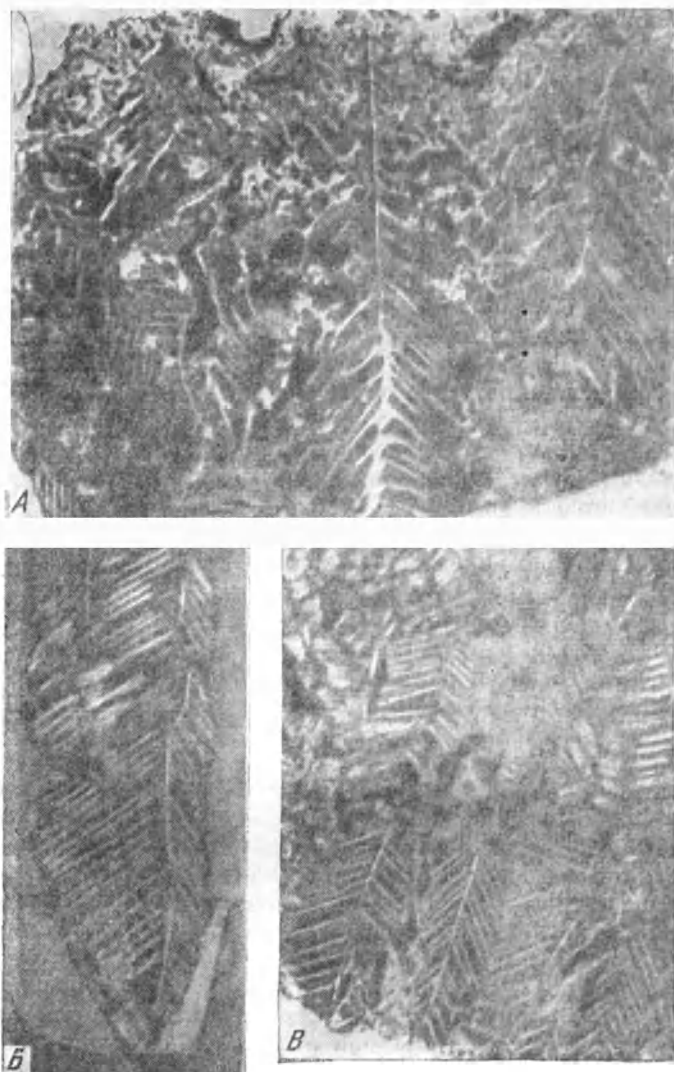
Описанные текстуры солевых пластов и структуры кристаллов галита помимо непосредственного интереса представляют большую ценность для сравнительно-литологического анализа древних галогенных формаций.



Фиг. 132. «Вороночка» галита (по М. Г. Валяшко).

1 — схема образования вороночки на поверхности рассола; 2 — шов на вороночке галита.

Обнаружение в строении последних микроритмов, точно отвечающих составу и мощностям годовых микроритмов современных солей, с достоверностью доказало бы наличие годовых гидрохимических циклов в жизни древних соленых водоемов. Нахождение же, хотя бы в реликтах, перистого



Фиг. 133. Микроскопическое строение новосадки галита (по М. Г. Валяшко).

А. Вертикальное сечение пласта новосадки (шлиф 27-36, соляной промысел Крым-Эли, соль вывочки 1946 г.). Б. Включения роста, дающие на «зубе» рисунок елочки, отражающие суточный прирост соли (шлиф «зуба»). В. Вертикальное сечение пласта новосадки галита (шлиф 27-5, соляной промысел Крым-Эли, соль вывочки 1927 г.)

строения солевых кристаллов и их «зубовидной» формы, доказывало бы, что образование новосадки шло по тем же законам и принципиально так же, как и в современных соляных водоемах. Ниже мы увидим, насколько полно могут быть сейчас использованы эти текстурно-структурные критерии для раскрытия механизма образования ископаемых галогенных толщ.

### 3. МЕТАМОРФИЗАЦИЯ РАПЫ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ГАЛОГЕННОМ ОСАДКООБРАЗОВАНИИ

Специфическую черту галогенного минералообразования, как оно совершается в современных водоемах, составляет еще то обстоятельство, что оно течет в бассейнах с непрерывно метаморфизирующейся водой. Это обстоятельство радикально отличает природный галогенез от экспериментального, воспроизводимого в лабораториях.

Рассмотрим вначале сущность явлений метаморфизации рапы, а потом их отражение в минералообразовании.

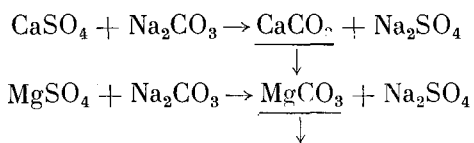
Рапа осолоняющихся водоемов, как мы видели, отличается разнообразием гидрохимических типов и разновидностей, все ярче выявляющихся по мере осолонения; столь же значительно варьирует состав грунтовых вод, питающих водоемы; вода же рек, поступающая из гумидных зон, гораздо более однообразна и принадлежит по большей части одному сульфатному типу. Кроме того, благодаря низкой минерализации, воды рек и грунтовых потоков, как правило, изобилуют некоторыми компонентами, особенно  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , весьма слабо представленной в рапе средней и высокой минерализации. Все это вызывает весьма сложные соотношения между рапой и втекающими в водоем растворами.

При полном совпадении гидрохимического типа растворов и воды бассейна и при близости их соленостей, что возможно лишь на начальных этапах осолонения, вносимые в водоем растворы просто смешиваются с рапой и пополняют запас ее солей; происходит то же самое, что и у водоемов гумидных зон. При несовпадении типов (групп) вод и при заметной разнице в минерализации между вносимыми в водоем растворами и рапой начинается характерное химическое взаимодействие, заключающееся в разнообразных реакциях двойного обмена между солями.

Представим себе содовое озеро с соленостью порядка 10%, с высоким щелочным резервом и очень высоким pH порядка 11,0—11,6; в таком озере, как известно,  $\text{CaCO}_3$  практически нерастворим, а  $\text{MgCO}_3$  растворим крайне мало. Допустим также, что в озеро стала подтекать сульфатная вода двух разновидностей: 1) углемагниева с  $\text{CaCO}_3$  (мало),  $\text{MgCO}_3$  (много),  $\text{NaCl}$  и 2) углекальциевая с  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{NaCl}$ .

При смешении углемагниева воды с озерной вся масса принесенного  $\text{CaCO}_3$ , как нерастворимого в данных условиях, выпадет в осадок и распределится по дну водоема; такая же судьба постигает  $\text{MgCO}_3$ ; но  $\text{NaCl}$ , как не достигающий насыщения, будет продолжать накапливаться в растворе, содействуя повышению минерализации озера.

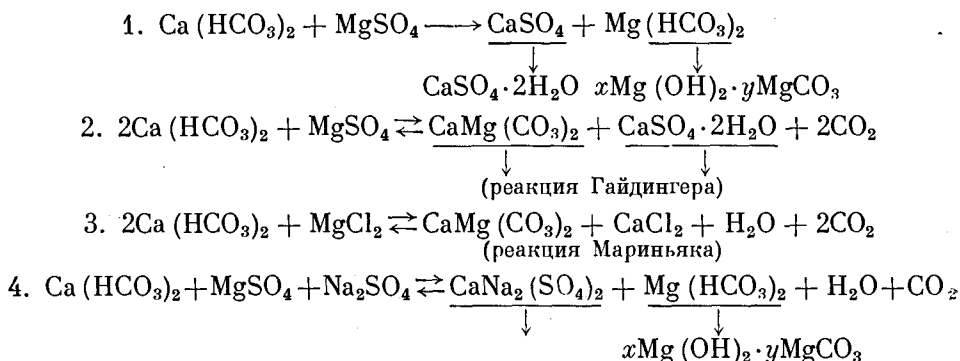
Существенно иначе будет обстоять дело с водой углекальциевой;  $\text{CaCO}_3$  и в этом случае быстро осядет на дно. Но между  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{MgSO}_4$ , поступающими в водоем, и  $\text{NaCO}_3$  озерной воды неизбежно возникает взаимодействие такого типа:



Поскольку оба карбонатных продукта обменных реакций —  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  — в содовой воде нерастворимы, реакция неизбежно потечет слева направо. В итоге — на дне озера в осадках накопится гораздо больше карбонатного материала сравнительно с тем, сколько его могло сесть из рапы, вода же озера одновременно видоизменится или, как принято говорить, метаморфизируется: в ней количество соды уменьшится, а масса сульфатов возрастет. Содовое озеро под влиянием стока углекальциевых вод медленно будет превращаться в сульфатное, в частности — в сульфатно-натриевое.

Аналогично обстоит дело и в классе сульфатных водоемов, начиная со средней их минерализации, когда  $\text{CaSO}_4$  вступит в фазу насыщения и пересыщения.

При втекании в них любой воды, содержащей  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , принципиально возможно течение следующих обменных реакций:



Уже давно А. А. Вериге (1880), Н. С. Курнаковым и С. Ф. Жемчужным (1917), А. Е. Рыковским (1932) были предприняты опыты проверки подобного рода метаморфизирующего действия  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , причем результаты опытов были в общем положительны, хотя минералогическая природа выпавших магниевых солей не всегда определялась. Последняя по времени и наиболее обстоятельная проверка реальности такого хода процессов сделана была недавно М. Г. Валяшко и Г. К. Пельш (1952). В большой серии опытов к 200 г раствора, насыщенного эпсомитом, тенардитом или мирабилитом, добавляли небольшие порции бикарбоната кальция и при непрерывном помешивании испаряли раствор до его первоначального объема; затем снова прибавляли раствор бикарбонатов, снова испаряли, поступая так до тех пор, пока не накапливалось достаточное количество постоянных твердых фаз. Опыты велись в термостатной камере при  $25^\circ\text{C}$  ( $\pm 0.2$ ) и длились до 250 дней. В течение всего срока проводилось систематическое микроскопическое исследование выделяющихся твердых фаз. По окончании опыта осадок отделялся и подвергался химическому и минералогическому анализу иммерсионным методом. В жидких фазах определялась щелочность титрованием  $0.1 \text{ N HCl}$ .

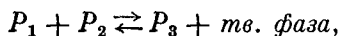
Опыты показали, что все четыре выписанные выше реакции осуществляются, но наибольшее значение по количеству образующихся твердых фаз имеет реакция *первая*, ведущая к образованию гипса и основных карбонатов магния. Оба этих продукта составляют 99% новообразованного осадка. Что касается реакций 2 (Гайдингера) и 3 (Мариньяка), то они также, по-видимому, происходят, но текут очень вяло, почему доля доломита в составе постоянных твердых фаз, составляет обычно  $< 1\%$ ; часто доломита не обнаруживается совсем.

При метаморфизации растворов, содержащих высокие концентрации  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , обнаруживается еще одна постоянная фаза, кристаллизующаяся в виде мельчайших иголочек, выпадающих в осадок в виде объемистой массы. Состав ее близок к глаубериту, но отличается от него наличием двух молекул воды.

Гидрохимический результат описанных реакций двойного обмена очевиден. Осадки дополнительно обогащаются карбонатами и сульфатами кальция (частью и сульфатами натрия), *вода же постепенно теряет сульфаты, десульфатизируется, т. е. меняет свой гидрохимический тип, метаморфизуется.*

Изложенным не исчерпывается круг обменных реакций, но мы не будем приводить их новых примеров, ибо все они повторяют один и тот же тип,

который выражается схемой



где  $P_1$  — рапа,  $P_2$  — приливаемый раствор,  $P_3$  — результирующий раствор, *тв. фаза* — осадок в результате реакции.

По смыслу обменных реакций, все они, с одной стороны, обуславливают появление в осадке минералов, которых в ряде случаев не было бы без участия реакций двойного обмена, с другой же — влекут за собою ту или иную метаморфизацию раствора, приобретение им новых черт и в пределе — переход водоема из одной гидрохимической группы в другую.

Почему же реакции эти отсутствуют при малой минерализации бассейнов и включаются лишь по мере их осолонения? Из современной теории растворов следует, что для эффективности обменных реакций необходимо, чтобы один или оба из получающихся продуктов — карбонаты Ca, Mg, сульфаты Ca, Na — выпадали бы в осадок. При относительной растворимости некоторых из них, особенно сульфатов, это возможно лишь при заметной или даже большой общей минерализации воды бассейна. Так самая возможность реального течения реакций двойного обмена предопределяет их включение только в процессе прогрессирующего осолонения водоемов. Поэтому они и являются одной из характерных черт физико-химической жизни («физиологии») средне- и высокоминерализованных бассейнов.

Описанные только что гидрохимические процессы имеют место как при поверхностном речном питании озера растворенными солями, так и при подтоке их с грунтовыми водами и даже в самом грунтовом потоке, в случае взаимодействия соленых грунтовых вод с мало минерализованными, короче говоря, при всех возможных случаях встречи рассолов разного состава и минерализации. Но седиментационный эффект обменных реакций в разных условиях их течения оказывается неодинаковым. Когда они совершаются на стыке рапы и речных вод, в хорошо волнуемой поверхностной воде бассейна, продукты реакций — особенно мелкозернистый  $\text{CaCO}_3$  и частью  $\text{CaSO}_4$  — подхватываются движением воды, разносятся по всей акватории водоема и, смешиваясь с осадком, так сказать, распыляются в нем, перестают реально улавливаться исследователем. Но когда реакции двойного обмена совершаются при медленном подтоке грунтовых вод, фильтрующихся через осадок по его порам или каналам, — что часто можно наблюдать в соленых озерах непосредственно, — то продукты реакции — особенно  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  — остаются на месте и дают в одних случаях прибрежные участки обогащения осадка карбонатами (пятна прибрежных мергелей), в других — своеобразные кальцитовые и магнезитовые конкреции, изученные Д. А. Виталем (1950) в ряде озер Кулундинской степи

Одновременно со вносом растворенных веществ реки доставляют соляным водоемам также большую или меньшую массу веществ взвешенных, среди которых значительный процент составляют коллоидные и субколлоидные частицы глинистых минералов. На самых начальных ступенях осолонения, когда соленость аридных водоемов находится еще на уровне минерализации бассейнов гумидных областей, поступление тонкодисперсных частиц еще не оказывает сколько-нибудь заметного влияния ни на седиментацию в водоеме, ни на состав его воды. С возрастанием солености бассейна дело усложняется: между глинистыми тонкодисперсными минералами и рапой начинают все сильнее течь реакции катионного обмена, которые все резче воздействуют и на характер осадка, и на состав рапы; развивается другой тип ее метаморфизации.

Напомню вкратце сущность катионного обмена и законы, которым он подчиняется.

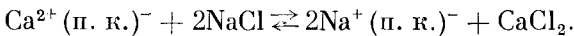


Состав поглощенных оснований в различных типах почв, морских илов и глин

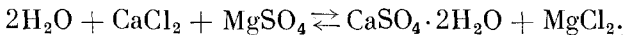
| Образцы  | Состав поглощенных катионов,<br>мг-экв, % |      |      |     |      | Автор   |
|--|---|------|------|-----|------|---|
|  | Ca  | Mg   | Na   | K   | H    |   |
| Чернозем, Бугульминский район                          | 87,2                                      | 12,8 | —    | —   | —    | К. К. Гедройц                                 |
| Торфяно-подзолистая почва $A_2$ . . .                  | 13,9                                      | 7,8  | —    | —   | 78,5 | »   |
| То же, гориз. $B$ . . . . .                            | 54,6                                      | 41,5 | —    | —   | 3,9  | »   |
| Челябинский подзол, гориз. $A + A_1$                   | 11,4                                      | 23,6 | —    | —   | 65,0 | »   |
| Солонен. Челябинский район, гориз.<br>0,5 см . . . . . | 52,9                                      | 39,7 | 7,4  | —   | —    | »   |
| То же, гориз. 24—27 см . . . . .                       | 20,0                                      | 57,5 | 22,5 | —   | —    | »   |
| Черноморский ил, ст. 107 . . . . .                     | 40,0                                      | 25,1 | 27,9 | 7,0 | —    | А. Д. Архан-<br>гельский и<br>Э. С. Залманзон |
| То же, ст. 6 . . . . .                                 | 53,0                                      | 31,8 | 9,2  | 6,0 | —    | То же   |
| » ст. 5 . . . . .                                      | 68,7                                      | 18,8 | 9,0  | 3,5 | —    | »   |
| Морской ил у берегов Голландии                         | 24,0                                      | 49,0 | 19,0 | 8,0 | —    | Хиссинк                                       |

в поглощенном комплексе возрастает до 25—27% от общей емкости поглощения, а роль Ca и Mg соответственно падает. Связь поглощенных оснований с гидрохимическими особенностями среды в этих примерах выступает с классической ясностью.

Обратим теперь внимание на следующее. Так как континентальные воды (рек, грунтовых горизонтов) принадлежат по большей части к гидрокарбонатно-кальциевому типу, то поглощенный комплекс переносимых ими коллоидных частиц отличается обилием кальция при бедности магнием и отсутствии натрия и калия. Попадая в морскую воду, а тем более в воду осолоняющихся водоемов с обилием  $Na + K + Mg$ , поглощенный комплекс, конечно, неизбежно должен перестроиться и характерным образом: в нем  $Ca^{2+}$  будет вытеснен  $Na^+ + K^+$ , в результате чего в растворе неизбежно возникнет избыток  $Ca^{2+}$  в виде  $CaCl_2$



Если рассол достаточно осолонен и гипс достиг в нем стадии насыщения, то вслед за обменом основаниями осуществится реакция двойного обмена между солями



В итоге рассол постепенно будет лишаться сульфата магния и при длительности процесса может оказаться чисто хлоридным, со значительным содержанием  $MgCl_2$ . После исчерпания сульфатов магния садка гипса прекратится и в растворе станет накапливаться  $CaCl_2$ . Иначе говоря, сульфатный водоем не только потеряет свои сульфаты, но и приобретет своеобразные черты хлоркальциевого бассейна. Раскрытие такого механизма метаморфизации рассолов осолоняющихся водоемов и составляет сущность так называемой «коллоидно-химической теории соленых озер», выдвинутой С. А. Щукаревым и Т. А. Толмачевой (1930).

Подтверждением реальной возможности течения описанных процессов служит ряд фактов и прежде всего интересные опыты А. Н. Бунеева (1947).

В искусственно приготовленную морскую воду порциями вносилась воздушно-сухая пресноводная четвертичная глина (с Ленинских гор);



оседавшая на дно сосуда. Глина эта, почти не содержавшая водно-растворимых солей и обладавшая емкостью всего около 30 мг-экв на 100 г с преобладанием адсорбированного кальция, вызвала глубокие изменения в составе морской воды, что можно видеть в табл. 27.

Таблица 27

Изменения состава искусственной морской воды при осаждении в ней пресноводной глины

| Раствор                                 | Морская вода | 1-я проба | 2-я проба | 3-я проба | 4-я проба                              |
|---|--------------|-----------|-----------|-----------|--|
| Количество осажденной глины, г          | 0            | 20,0      | 34,8      | 51,9      | 38 мл предыдущего раствора +30 г глины |
| <b>Катионы, г/л:</b>                    |              |           |           |           |  |
| K <sup>+</sup> . . . . .                | 0,418        | 0,307     | 0,151     | Не обнар. |  |
| Na <sup>+</sup> . . . . .               | 10,795       | 9,970     | 9,385     | 7,531     | 6,841                                  |
| Ca <sup>+</sup> . . . . .               | 0,374        | 0,972     | 1,723     | 3,117     | 3,667                                  |
| Mg <sup>2+</sup> . . . . .              | 1,255        | 1,346     | 1,243     | 1,354     | 1,311                                  |
| <b>Анионы, г/л:</b>                     |              |           |           |           |  |
| Cl <sup>-</sup> . . . . .               | 19,432       | 19,432    | 19,432    | 19,432    | 19,432                                 |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> . . . . . | 2,574        | 2,453     | 2,457     | 2,156     | 1,816                                  |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> . . . . . | 0,065        | 0,092     | 0,060     | 0,091     | 0,092                                  |
| Сумма катионов мг-экв/л . . . .         | 602,6        | 606,6     | 600,1     | 594,4     | 588,2                                  |
| Na/Cl . . . . .                         | 0,85         | 0,79      | 0,74      | 0,60      | 0,54                                   |

С каждой новой порцией глины содержание Ca<sup>2+</sup> в растворе резко возрастало, концентрация Na<sup>+</sup> падала, концентрация Mg<sup>2+</sup> практически не менялась. Начиная с третьей пробы, гипс достигал стадии насыщения раствора, и кристаллики его появлялись на стенках сосуда при отсутствии какого-либо концентрирования раствора; калий быстро исчезал из раствора; в отдельном опыте установлено, что отношение Br/Cl при осаждении глины в морской воде не изменилось. Отношение Na/Cl упало с 0,85 до 0,54.

Нужно иметь в виду, однако, что описанные изменения катионного состава раствора наступают при очень большом относительном количестве осаждающейся глины.

Тот же опыт был повторен с морской водой, имеющей плотность 20° Вё и насыщенной гипсом; результаты показаны в табл. 28.

Как видим, имеет место резко выраженная десульфатизация рассола и переход его в хлор-магниевый-кальциевый тип; это отвечает теории метаморфизации приморских озер под влиянием обменно-сорбционных процессов, с тем отличием, однако, что мы наблюдаем частичную десорбцию, а не адсорбцию Mg. Вместе с тем полученные цифры дают реальное представление о том, насколько глубокие изменения может вносить в состав рассолов оседающая в них глина, если она вносится в водоем в очень больших количествах.

Помимо опытов А. Н. Бунеева, имеется серия экспериментальных работ других авторов (М. И. Равич и др.), которые также подтверждают реальность обменных реакций, указанных С. А. Шукаревым.

Таблица 28

## Осаждение глины в концентрированной морской воде (20° В°)

| Компоненты                        | Морской рассол          |                            |
|-----------------------------------|-------------------------|----------------------------|
|                                   | до осаждения глины, г/л | после осаждения глины, г/л |
| KBr . . . . .                     | 0,762                   | 0,756                      |
| KCl . . . . .                     | 4,487                   | 2,084                      |
| NaCl . . . . .                    | 185,300                 | 157,800                    |
| MgCl <sub>2</sub> . . . . .       | 23,860                  | 41,669                     |
| MgSO <sub>4</sub> . . . . .       | 15,380                  | —                          |
| CaSO <sub>4</sub> . . . . .       | 3,190                   | 5,059                      |
| CaCl <sub>2</sub> . . . . .       | —                       | 7,096                      |
| Сумма . . . . .                   | 232,979                 | 214,464                    |
| $\frac{MgSO_4}{MgCl_2}$ . . . . . | 0,64                    | 0                          |

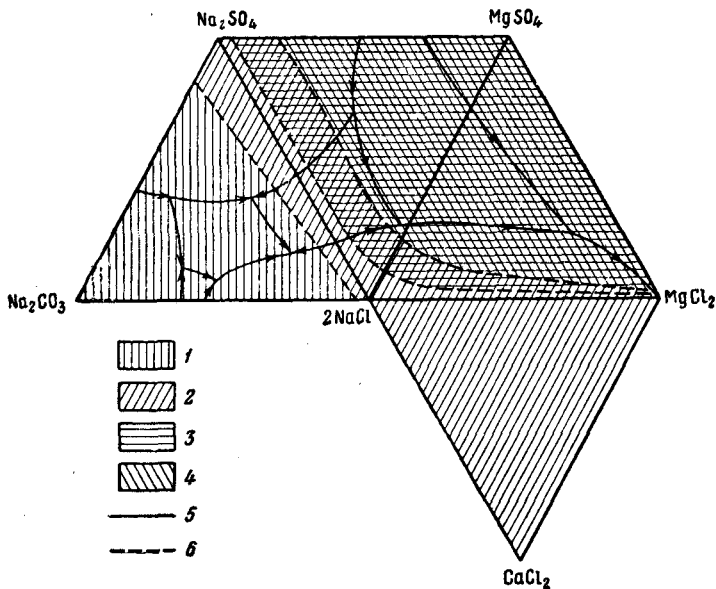
Не во всех гидрохимических типах водоемов обмен основаниями между рапой и вносимым коллоидным глинистым материалом течет именно так, как описано выше; не всегда эффективность его бывает велика. Однако в подавляющем большинстве случаев обмен имеет место, причем действие его усиливается по мере усиления минерализации всех бассейнов, что прямо вытекает из законов, которым этот обмен подчиняется.

Итак, по мере того, как озерный или морской бассейн засушливой зоны осолоняется, в нем все сильнее начинают течь, с одной стороны, реакции двойного обмена между солями рапы и поступающими растворами, с другой — обмен катионами между рапой и тонкодисперсным глинистым материалом. Оба типа реакций имеют результатом дополнительную садку некоторых твердых минеральных масс и более или менее выраженную метаморфизацию рапы. Это означает, что история развития любого водоема аридной зоны есть не просто история его осолонения, но одновременно и история его метаморфизации, то слабо, то исключительно резко выраженная. Эта особенность является характернейшей чертой и спецификой развития водоемов засушливых областей.

Для дальнейшего важно введенное М. Г. Валяшко понятие о прямой и обратной метаморфизации водоема. Прямой метаморфизацией называются такие изменения рапы, которые приводят в итоге к замене менее растворимых анионов более растворимыми, в частности, когда  $CO_3^{2-}$  вытесняется сульфатным ионом  $SO_4^{2-}$ , а последний  $Cl^-$ , иначе говоря, когда содовые воды превращаются в сульфатные, а сульфатные — в хлоридные. При противоположном ходе процесса говорят об обратной метаморфизации растворов.

Посмотрим теперь, в каких же деталях минералогического состава современных галогенных отложений конкретно сказываются процессы метаморфизации наддонной рапы? Из сути механизма образования твердых фаз при осолонении водоемов вытекает, что соляные минералы разделяются на две генетические группы: *эвапоритные* минералы, возникающие простым выпариванием рапы данного состава, и *метаморфогенные*, обязанные своим генезисом процессам метаморфизации.

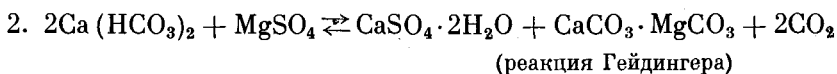
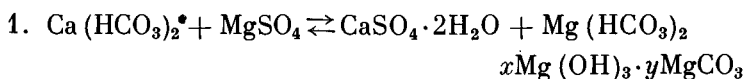
Выяснение круга метаморфических минералов на средних и высоких ступенях осолонения было возможно, конечно, лишь путем постановки опытов в условиях, близких к природным. М. Г. Валяшко с сотрудниками (1952, 1953) получены пока что следующие метаморфогенные минералы: доломит, основные соли  $MgCO_3$ , гейлюсит, гипс, глауберит. Размещение их по гидрохимическим типам соляных бассейнов показано на сводной диаграмме, совмещающей частные диаграммы отдельных типов вод (фиг. 134). Жирными линиями показаны границы существования эвапоритных минералов, а штриховками — поля развития минералов метаморфогенных.



Фиг. 134. Сводная диаграмма метаморфогенных минералов (по М. Г. Валяшко).

Поля кристаллизации: 1 — гейлюсита; 2 — кальцита; 3 — гипса; 4 — основных карбонатов магния; границы полей кристаллизации: 5 — периодических фаз; 6 — постоянных фаз

Как видно на фиг. 134, в содовом поле возникает всего единственный метаморфогенный минерал — гейлюсит, в хлоридных водах также один — кальцит, тогда как для сульфатного поля характерно некоторое разнообразие метаморфогенных твердых фаз: глауберит, гипс, доломит, основные соли  $MgCO_3$ . Внутри самого сульфатного поля наибольшее количество метаморфогенных минералов тяготеет к полюсу  $MgSO_4$ : гипс, доломит, основные соли  $MgCO_3$ . Это означает, что на высоких ступенях осолонения, когда в озере идет осадка солевых твердых фаз, главными метаморфизирующими реакциями являются реакции взаимодействия между  $MgSO_4$  и  $Ca(HCO_3)_2$ :

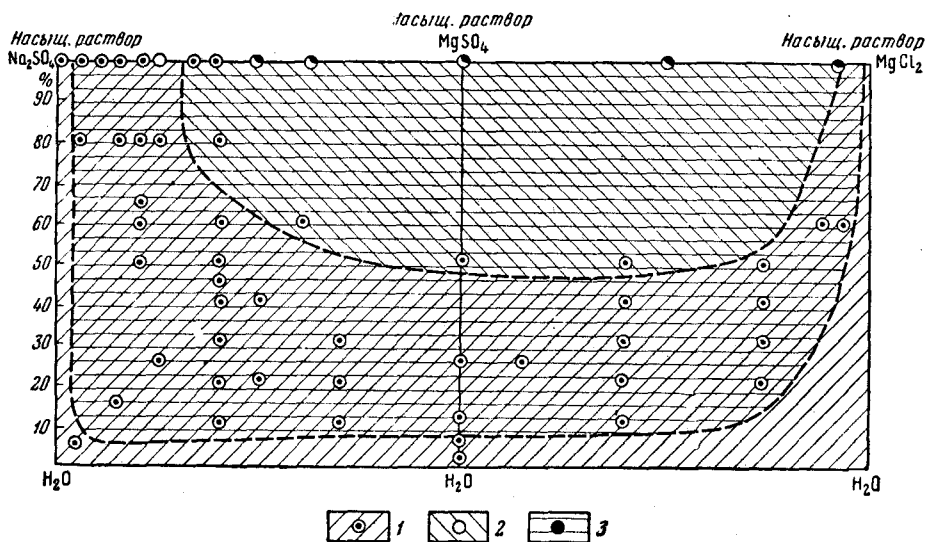


Из этих двух реакций главное развитие имеет первая, тогда как вторая едва намечается. Поэтому продукты взаимодействия представлены практически лишь гипсом и основными солями  $MgCO_3$ , доломит же присутствует в количествах от следов до 1% от массы выпавших твердых фаз.

Добавим, что хотя при взаимодействии с  $MgCl_2$  принципиально возможны те же два типа реакций, но первая из них вовсе не идет, вторая же едва намечена.

Из этих данных явствует, что столь популярная в литологических работах реакция Гайдингера является *практически магнетитообразующей* (как мне не раз приходилось подчеркивать), а *вовсе не доломитообразующей*, как это до сих пор иногда ошибочно утверждается с легкой руки Б. П. Кротова (1925), пустившего в оборот эту неверную идею Н. С. Курнакова (1917). Апеллировать к этой идее теперь становится анахронизмом.

Весьма важны наблюдения М. Г. Валяшко относительно условий, при которых впервые начинает работать реакция Гайдингера. Им были поставлены опыты метаморфизации растворов сульфатного типа ( $MgSO_4$  и  $Na_2SO_4$ ) не только при высокой их минерализации, в присутствии твер-



Фиг. 135. Условия течения реакции Гайдингера (по М. Г. Валяшко).

1 — кальцит; 2 — гипс; 3 — основные карбонаты магния.

дых фаз этих солей, но и при минерализациях низких. Оказалось (фиг. 135), что при минерализации, отвечающей недосыщенным растворам  $CaSO_4$ , метаморфизация не идет: внесенный в сосуды  $Ca(HCO_3)_2$  при упаривании раствора просто выпадает как трудно растворимая соль. *Процессы метаморфизации начинаются лишь тогда, когда  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ , возникающий по реакции Гайдингера, входит в фазу насыщения и начинает осаживаться на дне*; этой стадии отвечает на диаграмме поле гипса, располагающееся над кальцитовым. Но коррелятивно связанный с гипсом  $MgCO_3$  в это время еще не осаживается, а продолжает накапливаться в растворе; в осадке сохраняется  $CaCO_3$ ; очевидно, реакция Гайдингера течет еще слабо. Лишь некоторое время спустя появляются в осадке и основные соли  $MgCO_3$ ; оба продукта реакции теперь образуют единственные составные части осадка, доказывающие, что реакция Гайдингера «работает» в полную силу.

Таким образом, совершенно несомненно, что *реакция Гайдингера начинает действовать лишь после того, как гипс вступит в фазу пересыщенного раствора*. Для морской воды это осуществляется, как известно, лишь при осолонении свыше 15%. Привлекать реакцию Гайдингера для истолкования генезиса морских доломитов, как это все еще продолжают делать некоторые литологи, является запоздалым недоразумением.

Для правильного понимания галогенного минералообразования нужно иметь в виду, что в зависимости от конкретных физико-химических

условий один и тот же минерал может входить то в эвапоритную, то в метаморфогенную группу. Так, в содовых озерах, когда они питаются водой содового же типа, доломит является типично *эвапоритным* минералом и выпадает из раствора без предварительного участия процессов метаморфизации воды. Но когда в содовый водоем начинает поступать вода сульфатного типа, между  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{MgSO}_4$  начинают идти обменные реакции, и садка доломита является результатом предшествующего акта метаморфизации воды; это будет уже типично *метаморфогенный* минерал. Доломит в осадках озер группы IIa, всегда эвапоритный минерал, но в осадках озер хлоридной группы — всегда метаморфогенный. Типично и постоянно метаморфогенными являются гейлюсит в содовых озерах, гидромагнезит и магнезит в водоемах сульфатного и хлоридного типов, глауберит в сульфатных озерах. Но гипс в большинстве случаев является типично эвапоритным и только в осадках средних и высоких степеней осолонения водоемов группы IIa — минералом типично метаморфогенным.

Сказанное означает, что распознавание среди минералогических комплексов, отложенных на той или иной стадии развития водоема любого гидрохимического типа, твердых фаз эвапоритового и метаморфогенного происхождения требует углубленного анализа физико-химических процессов и всей истории развития бассейна. Самая возможность уверенного проведения такого подразделения соляных минералов свидетельствует о высокой стадии познания современного осадкообразования в соляных водоемах.

#### 4. СТАДИЙНОСТЬ ГАЛОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМАХ, И ФАКТОРЫ, ЕГО ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ

Анализируя аутигенное минералообразование в водоемах гумидных зон, мы отметили, что в подавляющем большинстве случаев оно происходит в две стадии: в ходе седиментогенеза накапливается исходный («сырой») материал, в диагенезе же он преобразуется в стабильные аутигенные материалы. Та же стадийность, по сути дела, сохраняется и в галогенном минералообразовании, но приобретает здесь некоторые специфические черты.

Указания на стадийность галогенного минералогенеза были получены в свое время Н. С. Курнаковым (1938) при изучении на водоемах Сакской группы так называемой «солнечной кристаллизации» солей, т. е. химической садки в природных условиях.

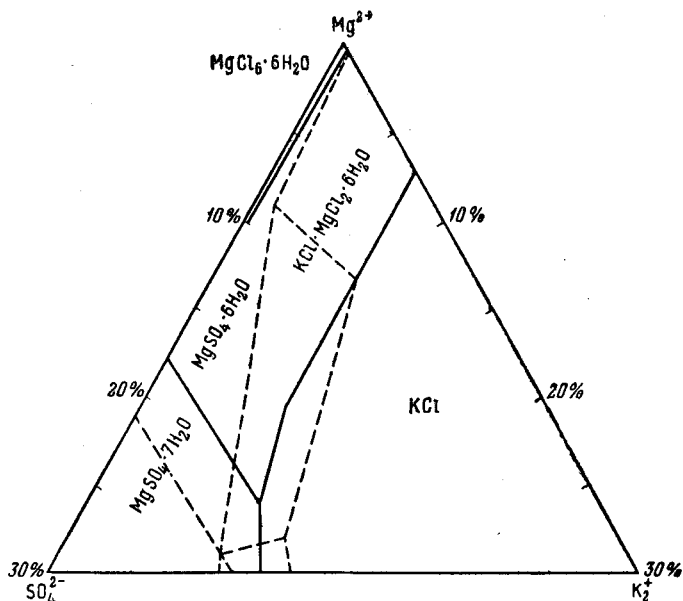
Из диаграммы Я. Г. Вант-Гоффа вытекало, что следующей за галитом твердой фазой является астраханит, который затем превращается в эпсомит; позже к ним присоединяется каинит. В дальнейшем эпсомит превращается в гексагидрит, а потом гексагидрит обезвоживается до кизерита. В следующую стадию каинит превращается в карналлит. В эвтонической точке к карналлиту и кизериту присоединяется бишофит.

Эту последовательность кристаллизации можно представить так.

1. Галит.
2. Галит + астраханит.
3. Галит + (эпсомит → гексагидрит → кизерит) + каинит.
4. Галит + кизерит + карналлит.
5. Галит + кизерит + карналлит + бишофит.

На фиг. 136 Н. С. Курнаковым произведено сопоставление экспериментальных данных Я. Г. Вант-Гоффа с результатами «солнечного испарения» раны, происходящего в природных условиях. Тонкими сплошными линиями нанесены границы полей кристаллизации солнечной диаграммы, а пунктиром — границы стабильных полей диаграммы Я. Г. Вант-Гоффа при  $+25^\circ \text{C}$ .

Сравнение этих двух диаграмм показывает, что *солнечная диаграмма* значительно проще. В ней отсутствуют поля астраханита, леонита и каинита, которые перекрываются полями сульфатов магния (семи- и шестиводного), хлористого калия и отчасти карналлита, поле которого оказывается значительно увеличенным. Отсутствует поле кизерита ( $MgSO_4 \cdot H_2O$ ), пяти- и четырехводных гидратов сернокислого магния, заменяясь полем гексагидрата.



Фиг. 136. «Солнечная диаграмма» по данным Н. С. Курнакова и В. И. Николаева (сплошные линии) и границы стабильных полей кристаллизации, по Я. Г. Вант-Гоффу (пунктирные линии).

Как можно видеть, при солнечном испарении рапы следующей за галитом твердой фазой является эпсомит, вместо астраханита, который должен был бы выделяться, исходя из положения фигуративной точки на стабильной диаграмме. Эпсомит при дальнейшем испарении и концентрировании рапы переходит в гексагидрит (обезвоживание рассолом!) или сакиит. К последнему присоединяется карналлит, который продолжает кристаллизоваться до эвтонической точки, где к ним присоединяется бишофит. По сравнению со стабильной «солнечная» эвтоника оказывается заметно обогащенной сульфатом магния.

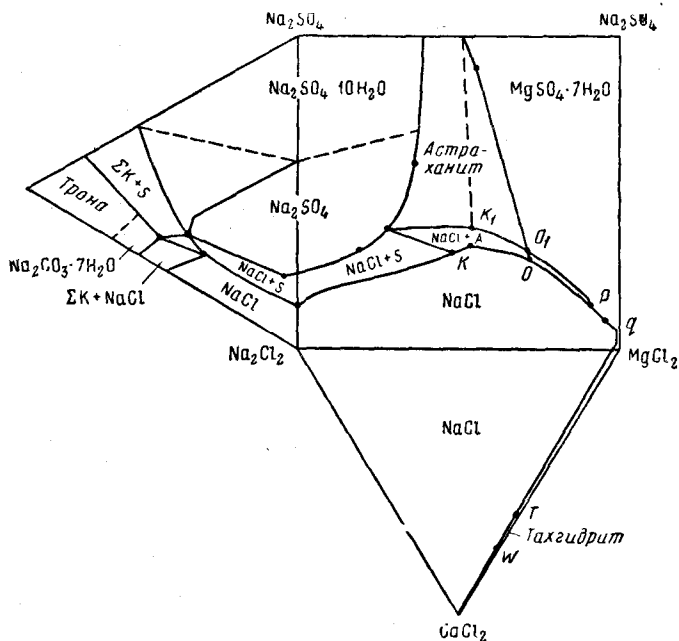
При разработке «солнечной диаграммы» Н. С. Курнаков пользовался данными по водоемам с пониженным содержанием калия сравнительно с морской водой, поэтому в его наблюдениях отсутствуют сведения о садке KCl. Но если испарять воду с нормальным для морской воды содержанием калия, то, как показали М. Г. Валяшко и Е. Ф. Соловьева (1953), после садки сернокислого магния имеет место садка сильвина вплоть до начала садки карналлита. Нормальная последовательность солей при «солнечном испарении» воды солеродного морского бассейна, таким образом оказывается следующей:

1. Галит.
2. Галит + апсомит.
3. Галит + сакиит.
4. Галит + сакиит + сильвин.
5. Галит + сакиит + карналлит.
6. Галит + сакиит + карналлит + бишофит.

Солнечный путь испарения рапы солеродного бассейна оказывается существенно иным, чем путь, указываемый диаграммой стабильных состояний Я. Г. Вант-Гоффа.

Аналогичные отличия наблюдаются и при солнечном испарении в озерных водоемах.

О. Д. Кашкаровым (1956) была построена сводная диаграмма твердых солевых фаз, возникающих во всех трех гидрохимических типах озер при летнем испарении их рапы, и сопоставлена с изотермической стабильной



Фиг. 137. «Летняя диаграмма» озерных равновесий (по О. Д. Кашкарову).

S — сульфаты натрия:  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ;  $\Sigma\text{K}$  — карбонаты натрия:  $\text{Na}_2\text{C} \cdot \text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  и др.; A — астраханит. Для наглядности сравните эту диаграмму с фиг. 124.

диаграммой (фиг. 137). Характерной особенностью солнечной диаграммы оказалось наличие полей смешанных солей: беркёита и сульфатов, беркешта и соды, сульфатов натрия разной водности, галита и астраханита, которые занимают часть полей астраханита и тенардита, соответственно их уменьшая. Эти поля смешанных солей как раз и демонстрируют формирование метастабильных твердых фаз, возникающих при солнечном испарении водоемов.

В чем же заключается причина расхождения солнечных диаграмм с экспериментально полученными стабильными? Она кроется в наличии в рапе пересыщенных растворов и в разной скорости снятия этого пересыщения. Сильное и длительное встряхивание или перемешивание растворов, внесение затравки из стабильных фаз, отвечающих раствору, и другие приемы, употребляемые при экспериментировании, в конечном счете снимают пересыщение и уничтожают метастабильные фазы; однако темпы снятия в разных случаях оказываются весьма не одинаковыми.

Ясно различаются два случая. В первом встряхивание и затравка оказываются весьма эффективными и быстро действующими, как, например, в случае сернокислого натрия при низких температурах, когда пересыщение моментально снимается затравкой мирабилита. Во втором случае перемешивание (встряхивание) раствора начинает сказываться лишь дол-

гое время спустя после начала действия, а затравка стабильной соли не действует, а иногда даже растворяется, как это имеет место в случае астраханита. Метастабильные фазы  $\text{NaCl}$  и  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  (или  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), за счет которых формируется астраханит, в течение многих суток (до 16 и выше) удерживаются в соприкосновении с «астраханитовым раствором» и лишь крайне медленно замещаются стабильной фазой.

Столь же трудно достигается снятие пересыщений при образовании каинита.

Причины таких различий в скорости снятия пересыщения и в устойчивости метастабильных фаз пока не вполне ясны. *Важнейшим фактором в этом процессе является, вероятно, скорость кристаллизации стабильной фазы.*

У быстро кристаллизующихся стабильных фаз снятие пересыщения и разрушение метастабильных осадков идет очень быстро; само образование пересыщения требует специальных мер предосторожности — медленного испарения, спокойного стояния и т. д.

У медленно кристаллизующихся стабильных фаз снятие пересыщения соответственно идет очень медленно и требует специальных мер воздействия для ускорения.

При работах по солевым равновесиям, проводившихся Я. Г. Вант-Гоффом, Д'Ансом, Н. С. Курнаковым и др., авторы, применяя разнообразные приемы снятия пересыщений, в конце концов, после длительного выдерживания пересыщенных растворов, добивались получения в осадке стабильных фаз. Поэтому и сами диаграммы получили наименование диаграмм стабильных состояний, а указываемая ими последовательность образования минералов названа «путем стабильной кристаллизации». Но при природном солнечном испарении рапы не существует процессов для одновременного снятия пересыщенных состояний, и это обстоятельство делает процесс галогенного минералообразования в них отличным от указываемого стабильной диаграммой.

*У тех веществ, кристаллизация которых происходит быстро и намного быстрее, чем выпаривающийся раствор переходит за летнее время от насыщения одним веществом к насыщению другим, минералы формируются в седиментационную стадию и поступают в осадок в готовом виде.* Таковы: гипс, ангидрит, мирабилит, галит, десятиводная сода, гейлюсит, эпсомит, сильвин, карналлит и др.

*У веществ же, кристаллизация которых отличается очень медленными темпами и явно отстает от темпа летнего выпаривания раствора, твердые (минеральные) фазы не в состоянии выделиться в седиментационную стадию; взамен их садятся метастабильные — легко кристаллизующиеся — соединения, и уже в осадке, при медленной перекристаллизации, из метастабильных форм возникает тот устойчивый минерал, который не смог возникнуть в процессе упаривания рапы из-за медленности своей кристаллизации.* Минералами сложного двухстадийного генезиса являются: термонарит, кизерит, глауберит, тенардит, астраханит, каинит, лангбейнит и другие двойные соли калия и магния. Что дело заключается в данном случае именно в скоростях испарения, доказывается примером промысловых бассейнов Сакского озера. По составу рапы из нее должны были бы кристаллизоваться каинит и эпсомит. Но при быстром солнечном испарении садился карналлит с сакиитом; каинитовый же парагенез возникал только при медленном испарении со скоростями, в два раза меньшими, чем при обычных промысловых.

Заметим, что минералы, проходящие через метастабильную фазу, редки на начальных стадиях осолонения (доломит), более часты на средних стадиях (тенардит, глауберит) и обильны на высоких (астраханит, каинит, лангбейнит и др.).



Благодаря проведению экспериментальных работ, а также наблюдениям над природными водоемами, в настоящее время накопился интересный материал по кинетике галогенного минералообразования, который мы проиллюстрируем вкратце на нескольких примерах.

Большой интерес с этой точки зрения представляет прежде всего формирование астраханита, детально изученное В. И. Николаевым и Д. И. Кузнецовым (1935).

При испарении растворов, отвечающих по составу астраханиту, вначале на дне сосудов садятся явственно различимые кристаллы хлористого натрия, с некоторой примесью солей сернокислого натрия и магния, причем индивидуумы галита успевают даже нарастать до макроскопических величин. Но уже через одни-двое суток количество кристаллов NaCl на дне сосудов в составе осадка не возрастает, а убывает. Вместе с тем содержание сернокислых солей Na и Mg в твердой фазе увеличивается, и появляются кристаллы астраханита в виде плотных корочек на стенках и на дне сосуда.

Чем дольше находятся сосуды в термостатном шкафу (при 25° С), тем меньше остается кристаллов хлористого натрия, тем больше становится сернокислых солей и тем значительнее делается корочка из кристаллов астраханита, плотно пристающая ко дну и стенкам сосуда. «Уже через 15 суток глаз не различает на дне и на стенках сосудов кристаллов NaCl, а только плотную твердую кристаллическую корку астраханита» (Николаев и Кузнецов, 1935). В разные сроки были сделаны анализы выпавших твердых фаз, которые дали следующие результаты (табл. 29).

Т а б л и ц а 29

Состав насыщенных растворов и выпавших твердых фаз (в %)

| ОПЫТЫ                                  | NaCl  | NaSO <sub>4</sub> | MgCl <sub>2</sub> | MgSO <sub>4</sub> | Сумма солей | Вода  |
|--|-------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------|-------|
| Насыщенные растворы при кристаллизации |       |                   |                   |                   |             |       |
| VII                                    | 18,96 | —                 | 0,55              | 12,63             | 32,14       | 67,86 |
| XII                                    | 14,80 | 6,44              | —                 | 10,73             | 31,97       | 68,03 |
| Выпавшие твердые фазы                  |       |                   |                   |                   |             |       |
| —                                      | 92,86 | 3,09              | —                 | 1,25              | 97,20       | 2,8   |
| <i>a</i>                               | 33,87 | 17,63             | —                 | 22,77             | 74,26       | 25,74 |
| <i>б</i>                               | 8,47  | 36,06             | —                 | 33,06             | 77,60       | 22,40 |
| <i>в</i>                               | 0,99  | 39,67             | —                 | 35,69             | 76,35       | 23,64 |
| <i>г</i>                               | 1,67  | 40,44             | —                 | 33,96             | 76,03       | 23,97 |

*a* — из поверхностной корочки через сутки  
*б* — из донной корочки через 5 суток  
*в* — из донной корочки через 15 суток  
*г* — NaCl + астраханит (95%); количество молекул Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и MgSO<sub>4</sub> равно

} астраханит + галит

Если каждый раз строго учитывать количества воды, даваемые анализами для разных моментов опыта, то имеется возможность вычислить, сколько молекул сернокислого магния и сернокислого натрия уже соединены в молекулы астраханита (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·MgSO<sub>4</sub>·4H<sub>2</sub>O) и сколько находятся еще свободными.

Получаются следующие соотношения (табл. 30).

Таблица 30

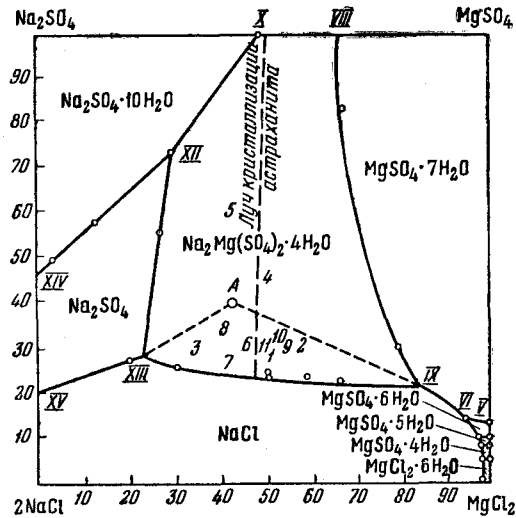
## Скорость превращения исходных осадков в астраханит

| Время              | Количество NaCl в составе твердых фаз, % | Астраханит от теоретического возможного, % |
|--------------------|--|--|
| 5—6 часов . . .    | 92,86                                    | 50   |
| 1 сутки . . . . .  | 33,86                                    | 75   |
| 5 суток . . . . .  | 8,47                                     | 95   |
| 15 суток . . . . . | 0,99                                     | ок. 98                                     |

Через 15—18 суток количества  $MgSO_4$  и  $Na_2SO_4$ , обнаруживаемые анализом твердых фаз, достигают уже равных молекулярных величин; образование астраханита завершилось.

Проведение опытов с растворами разного состава, но всегда отвечающими состоянию насыщения рапы астраханитом, показало, что кристаллизация этого минерала в разных точках его поля идет резко неодинаковыми темпам. Все астраханитовое поле расчленилось на три области (фиг. 138): лабильная зона эпсомита; лабильная зона галита; стабильная зона астраханита. В первых двух зонах генерация астраханита идет столь медленно, что зоны эти приближаются к стабильным полям эпсомита и галита; в третьей зоне кристаллизация астраханита идет заметными темпами. Особенно же ускоряется она на узкой площадке, названной «астраханитовым пятном». Тем самым устанавливается факт принципиального и общего интереса, важный для понимания кристаллизации и других двойных солей: скорость их образования зависит от конкретного состава растворов, даже в том случае, если эти составы, вообще говоря, и отвечают полю данной соли. Для астраханита скорость кристаллизации определяется близостью к астраханитовой точке. Для калийсодержащих минералов, по наблюдениям М. Г. Валяшко, максимальная скорость кристаллизации отвечает составам растворов, находящихся вблизи кристаллизации карналлита.

Существенное значение имеет также температура. Как известно, астраханит возникает лишь при температуре выше  $15^\circ C$ . Если температуры осадка были ниже этого предела, преобразования исходных фаз —



Фиг. 138. Условия кристаллизации астраханита с нанесением состава рассолов озер (по В. И. Николаеву)

A — астраханитовое пятно; A — XIII — граница метастабильных полей  $NaCl$  и  $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ; A — IX — граница метастабильных полей  $NaCl$  и  $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ .  
 2 — оз. Денгиз-Куль, 1932 г. (по А. Г. Бергману);  
 3 — оз. Арал-Сор (сев.), 1936 г. (по И. Н. Лепешкову);  
 4, 5 — оз. Ащи-Куль, 1942 г. (по М. Г. Валяшко); 6, 7,  
 8 — оз. Туз-Куль, 1942—1943 г. (по М. Г. Валяшко);  
 9, 10, 11 — оз. Кара-Богаз-Гол, 1943—1945 гг. (по А. Д. Пельш).

$\text{NaCl}$  и  $\text{MgSO}_4$  — в астраханит не происходило. Метастабильные относительно состава наддонной рапы твердые фазы делались стабильными в осадке.

Таким образом, превращение метастабильных твердых фаз, возникших при солнечном испарении, в стабильный астраханит находится в теснейшей связи как с составом рассолов, пронизывающих солевой осадок, так и с их температурным режимом: превращение может идти только при условии сочетания благоприятных составов с благоприятным температурным режимом. Если же такого сочетания нет, процесс замены исходных метастабильных твердых фаз астраханитом тормозится и даже приостанавливается совсем (?).

Возможен, вообще говоря, и противоположный случай. Когда составы наддонной рапы попадают строго в астраханитовое пятно и температура оказывается оптимальной для астраханитообразования, процесс стабильного развития минерала резко ускоряется и кристаллы начинают выпадать непосредственно из наддонной рапы в стадию седиментогенеза. Так, в 1942—1943 гг. М. Г. Валяшко в озерах Аши-Куль и Туз-Куль была обнаружена повосадка соли, состоящая главным образом из астраханита (Валяшко, 1949). В 1945 г. А. Д. Пельш установил садку астраханита с галитом при испарении рапы в заливе Кара-Богаз-Гол (1953). И. Н. Лепешковым было отмечено возможное наличие в рапе оз. Арал-Сор во взвешенном состоянии кристаллов галита и астраханита (Лепешков, 1946).

Таким образом, то, что в норме имеет место лишь в диагенезе, в перечисленных случаях сместилось на седиментационную стадию. Эти факты доказывают, что динамика галогенного минералообразования весьма чутко реагирует на конкретную физико-химическую обстановку в конкретных водоемах. Один и тот же минерал может то возникать очень медленно, стадийно и, следовательно, быть диагенетическим, то очень быстро и становится минералом седиментационным.

Другим примером стадийного развития соляного минерала является генезис тенардита, этапы которого подробно наблюдались С. З. Макаровым на Б. Мормышанском озере в Кулундинской степи (Макаров, 1935).

«Образование тенардита началось с садки мирабилита ночью 31 июля и 1 августа вследствие понижения  $t^\circ$  рапы, при высокой концентрации раствора. Мирабилит садился крупными кристаллами, образуя друзы причудливой формы и больших размеров, прикрепленные к выдающимся предметам, оставленным в озере: бревнам и хворосту старой гати, прибитым кольям и т. д.

«Мощность садки была 3—4 см у кромки озера, у гати же доходила до 20 см. В последующие дни вся северная и северо-восточная части озера еще издали казались белыми от обнаженных друз глауберовой соли, ярко блестящих на солнце, особенно при северном ветре, сгонявшем рапу в противоположный конец озера; слой рапы оставался здесь не выше 10 см. В дальнейшем началось постепенное обезвоживание  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , обусловленное своеобразными температурными условиями в верхней части новосадки мирабилита. Дело в том, что занесенная илом, водорослями, частицами  $\text{CaCO}_3$ , основными солями углекислого магния поверхность уплотненной садки мирабилита перегревалась по сравнению с рапой на 2—8° С, что установлено путем непосредственного измерения. В результате перегрева на границе рапы и соли мирабилит терял воду и возникала тенардитовая корочка, мощностью 0,5—1 мм. Даже не вполне изолируя мирабилитовый слой, эта корочка создавала еще более благоприятные условия для поглощения солнечной теплоты и для обезвоживания лежащего под ним мирабилита. Так постепенно тенардитовый слой наращивался за счет мирабилита.

«Было замечено, — пишет С. З. Макаров, — что образование тенардита идет особенно хорошо в естественных котловинах озера — не слишком

глубоких лунках. Слой садки глауберовой соли в них более мощный вследствие более значительной толщины слоя рапы. При оплывании новосадки обратное растворение соли днем с повышением температуры замедляется и не идет до конца. Поэтому в лунках весьма легко образуются уплотнившиеся слои глауберовой соли, которые в дальнейшем, обезвоживаясь сконцентрированными, вследствие испарения, рассолами, переходят в слои тенардита. Так как при этом уплотнившаяся садка имеет ограниченное распространение, то и получающиеся тенардитовые пласты тоже распространены пятнами, промежутки между ними заполняются при новых садках глауберовой солью. Диаметр лунок от 0,5 до 2,0 м, углубление до 10—25 см, редко выше, в сравнении с дном. В такой лунке (фиг. 139) под



Фиг. 139. Условия образования тенардита в Мормышанском озере (по С. З. Макарову).

верхней тенардитовой коркой в несколько миллиметров толщиной формируется лежащий ниже тенардитовый пласт в 2—5 см, с многочисленными пустотами вследствие сокращения объема в процессе обезвоживания. Глубже следует зона совместного существования кристаллов тенардита и мирабилита (от 2 до 4 см) и затем собственно мирабилитовая новосадка.

Описанный ход образования тенардита на Б. Мормышанском озере является, по мнению С. З. Макарова, моделью тенардитообразования вообще. «Целый ряд опытов, поставленных в лаборатории и на озере по изотермическому испарению, — пишет он, — не подтвердили в данных условиях прямого выделения тенардита. Вместо тенардита происходило выделение поваренной соли. Напротив, достаточно было вызвать выделение глауберовой соли простым охлаждением, чтобы при дальнейшем испарении и повышении  $t^\circ$  начался процесс обезвоживания глауберовой соли, совпадающий в отношении химизма с происходившим процессом на оз. Б. Мормышанском» (Макаров, 1935). С таким выводом согласуются и опыты В. И. Николаева.

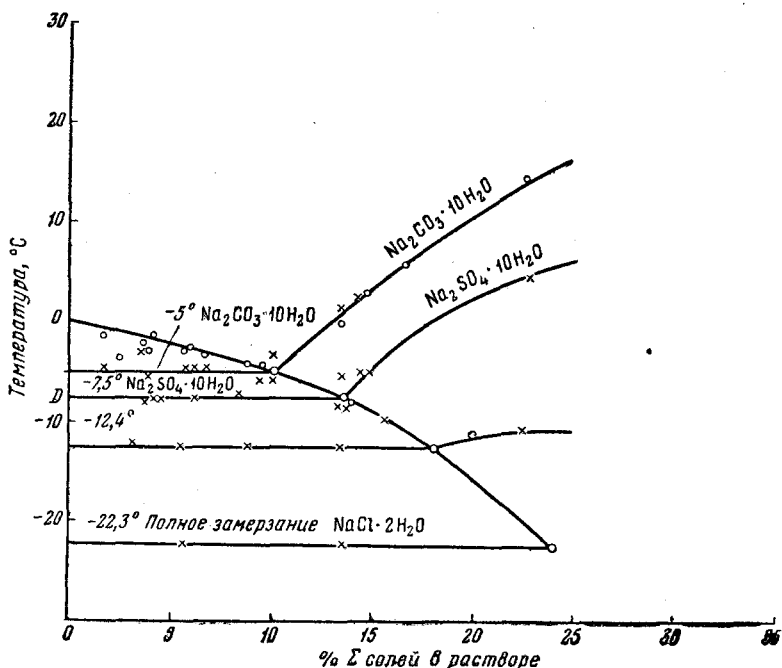
В свете изложенных данных легко понять геологические условия, в которых формируются природные тенардитовые пласты. Они представляют собою отложения только тех водоемов, которые отличаются особо высокой концентрацией  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и потому способны уже летом, в конце июля — августа, садить мирабилит при ночном охлаждении рапы; днем при повышении температуры свыше  $23^\circ\text{C}$  этот мирабилит и превращается частично или полностью в тенардит в тот же год или позже.

Сходно с тенардитом в озерах сульфатного типа протекает, по наблюдениям С. З. Макарова (1935), формирование термонатрита в содовых водоемах.

На фиг. 140 изображена диаграмма солевых равновесий для озер Тататарской группы. Из рассмотрения ее видно, что при концентрации солей до 10% и температуре до минус  $5^\circ\text{C}$  в твердую фазу выделяется только лед. Садка соды  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  начинается лишь с минус  $5^\circ\text{C}$  и идет в качестве единственной фазы до минус  $13,5^\circ\text{C}$ ; при дальнейшем охлаждении к соде присоединяется мирабилит, а затем бигидрат  $\text{NaCl}$ . При увеличении концентрации  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  до более высоких величин садка соды смещается

в область положительных температур и даже довольно высоких, до  $20^{\circ}$  и выше. Однако в этой области под влиянием водоотнимающего действия высоко концентрированной рапы десятиводный  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  начинает отдавать воду и превращается частично в термонатрит. Этот процесс и был описан С. З. Макаровым, по наблюдениям на оз. Танатар I в августе 1932 г.

«При понижении температуры ночью, в утренние часы, как правило, вначале у берегов происходила садка десятиводной соды друзами, легко распадавшимися с повышением температуры днем. После 10 августа температура упала до  $17^{\circ}\text{C}$  днем, и озеро быстро затянулось пластом декагидрата по илестому дну. Снизу пласта в ил вонзались иглообразные кристаллы соды. Такие же иглы были и поверх пласта, но только после ночной садки. Днем даже не слишком значительное повышение температуры



Фиг. 140. Диаграмма солевых равновесий озер Танатарской группы (по С. З. Макарову)

разрыхляло щетки соды и кристаллические сростки, которые, оплывая сливались с пластом, образуя почти совершенно гладкую поверхность. Если процесс прогревания шел достаточно быстро, что имело место в более мелкой части озера, то после распада друз образовывалась разрыхленная масса легких кристаллов розоватого цвета одноводной соды — термонатрита, т. е. происходило не только растворение части декагидрата, но и резкое обезвоживание остающейся соды. Таким образом, выделившиеся ночью кристаллы соды днем сливались с пластом, и его мощность непрерывно возрастала и 13/VIII достигла по всему озеру в среднем 10 см.

«Оплывание садки и образование плотного пласта были связаны с наименьшей поверхностью обратного растворения. Если рыхлая садка в течение дня легко переходила в рассол, то плотный слившийся пласт весьма медленно подвергался такому действию, и более сильный эффект нагревания производил не обратное растворение, а термическое обезвоживание рассолами выделившейся десятиводной соды. Оплавленный и уплотненный пласт соды с поверхности начинал мутнеть и пронизывался до 1—1,5 мм мелкими кристаллами моногидрата. Особенно легко обезво-

живанию рассолами высокой концентрации подвергались мелкие кристаллы соды ночной садки. Смешанный слой полуобезвоженных солей в виде рыхлой массы, обладая большой тепловой поглотительной способностью, еще в большей степени благоприятствовал развитию процесса обезвоживания вглубь. На некоторой глубине, в зависимости от условий нагрева, он совершенно прекращался.

«К 22 августа строение пласта в озере было еще сравнительно просто. Сверху рыхлый мутный слой смешанных кристаллов дека- и моногидрата до 1,5 мм, за ним сплошной очень тонкий 0,5 мм матовый слой — «рыхлый бисквит» — моногидрата и дальше мощный, свыше 10 см (до 15 см), пласт соды на илу.

«В дальнейшем процесс и шел в этом направлении. В береговой части озера, где был незначительный слой рапы 3—5 см, обезвоживание охватило весь пласт сплошь; в центральных частях, где глубина рапы оставалась 15—25 см, нижний плотный слой оставался нетронутым и разделенным от более рыхлых чередующихся прослоек моногидрата с декагидратом очень плотным, до 2—3 см, прослойком моногидрата, сильно напоминавшим белый фарфоровый бисквит» (Макаров, 1935, стр. 193—194).

В целом, процессы осаждения соды в оз. Танатар I к концу испарительного сезона в августе 1932 г. шли весьма энергично, дав пласт свыше 15 см мощностью. Правда, при распреснении озера осенними дождями все осевшие соли вновь перешли в раствор, и с точки зрения седиментационной, этот летний процесс в данном случае оказался безрезультатным. Но в других физико-географических условиях, например в африканских озерах, такого растворения не происходило; пласты термонатрита из года в год нарастали. Наблюдения С. З. Макарова дают возможность понять, как шло их образование.

---

Итак, можно считать доказанным, что ярко выраженная стадийность аутигенного минералообразования, свойственная гумидному литогенезу, сохраняется и в литогенезе аридном, но приобретает здесь некоторые специфические черты. Две из них заслуживают особого внимания.

*Во-первых, стадийность перестает быть обязательной в истории образования галогенных минералов.* Так, например, астраханит может быть то типично диагенетическим, то несомненно седиментационным минералом; все зависит от того, насколько составы рапы близки к «астраханитовой точке» внутри астраханитового поля и сколь «удачно» подходящий состав рапы комбинируется с подходящим температурным ее режимом. Мы не располагаем пока аналогичными данными по кинетике образования других соляных минералов, но едва ли можно сомневаться, что и там дело обстоит также.

Все это означает, что *в истолковании генезиса галогенных минералов не может быть шаблона и раз навсегда принятых генетических схем.* Генетический анализ любых соляных осадков должен вестись индивидуально для каждого объекта, причем должен базироваться как на данных по составам рапы (для современных осадков), так и на данных структурно-текстурного изучения самих пород, позволяющего выявлять первичные структуры минералов.

*Во-вторых, даже тогда, когда галогенное минералообразование протекает стадийно, скорость его во много раз больше скорости диагенетического минералообразования в осадках гумидных зон.* Образование диагенетических минералов в осадках морей требует для своего завершения десятков, сотен, а иногда и тысяч лет. Стадийное же минералообразование галогенных минералов завершается в течение от одного до немногих гидрокимических циклов; разница достаточно отчетливая.

## 5. О СПЕЦИФИКЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В «СУХИХ» ОЗЕРАХ

Когда водоем в засушливой зоне еще мало минерализован и обладает маломощными осадками, прикрытыми значительным слоем рапы, главная масса солей сосредоточена в этом наддонном водном массиве. Но затем, по мере осолонения бассейна и увеличения мощности его донных отложений, главным местилщем растворенных солей все больше становится межкристалльная рапа. Это наглядно видно из следующих подсчетов для некоторых крымских озер (табл. 31).

Таблица 31

Распределение солевых масс между иловой  
и поверхностной рапой  
(по Курнакову, Дзэнс-Литовскому и Кузнецову, 1936)

| Озера                 | Запасы солей, %           |                  |                  |
|-----------------------|---------------------------|------------------|------------------|
|                       | в поверхно-<br>стной рапе | в донной<br>рапе | во всем<br>озере |
| Сасык-Сиваш . . . . . | 35,9                      | 64,1             | 100              |
| Саки . . . . .        | 13,8                      | 86,2             | 100              |
| Джарыл-Агач . . . . . | 17,3                      | 82,7             | 100              |
| Карлавское . . . . .  | 24,5                      | 75,5             | 100              |

У оз. Сасык-Сиваш, большого водоема с метровым слоем поверхностной рапы, запасы солей в донном растворе превышают запасы в поверхностной рапе почти в два раза. Для оз. Джарыл-Агач и оз. Карлавского, также с почти метровым слоем поверхностной рапы (максимальная глубина 1,55 и 0,75 м), запас солей в донной рапе больше, чем в поверхностной, соответственно в 4,8 и 3,1 раза.

Для Сакского озера (слой поверхностной рапы 0,5 м) запасы соли в межкристалльной рапе превышают запасы в рапе поверхностной в 6,3 раза. Аналогичные соотношения известны и для других водоемов.

Одновременно с уменьшением роли наддонной рапы как местилща солевых растворов изменяются и соотношения между объемом выделяющихся твердых фаз и объемом маточного рассола. Как видно из табл. 32 и фиг. 141 А, Б, по мере испарения объем маточных рассолов непрерывно убывает, объем же твердых фаз, из этих рассолов выделяющихся, все увеличивается (Валяшко, 1951). Благодаря этому, в жизни каждого соленого бассейна наступает момент, когда объемы маточного рассола сравниваются с объемами выделяющейся солевой массы, а затем становятся и меньше их. Около момента, когда объемы маточных рассолов и твердых фаз становятся приблизительно равными, водоем переходит в стадию сухого озера; при превышении же объемом солевой массы объема маточных рассолов тип сухого озера становится уже весьма ярко выраженным. Этот момент перехода водоема в стадию сухого озера отвечает, как показали опыты испарения морской воды и рапы ряда современных соляных озер, в одних случаях началу садки эпсомита, а в других — началу садки калийных солей, в частности сильвина (Валяшко, 1951). Таким образом, стадия сухого озера является неизбежным следствием закономерно изменяющихся в ходе галогенеза соотношений между объемами наддонной рапы и выделяющихся из нее твердых солевых фаз.

Осадкообразование на стадии сухого озера отличается своеобразными чертами. Особенностью подавляющего большинства современных представителей сухих озер являются их очень небольшие размеры и то, что водоемы приурочены к впадинам чисто эрозионного генезиса; дно их неспособно

Таблица 32

Изменение объема маточных рассолов и выделяющихся из них твердых солей при испарении, по данным В. П. Ильинского (1961); расчет объема солей произведен М. Г. Валяшко

| Оз. Саки    |           |              | Оз. Сасык-Сиваш |           |              | Залив Сев. Сиваш |           |              |
|-------------|-----------|--------------|-----------------|-----------|--------------|------------------|-----------|--------------|
| Жидкая фаза |           | Твердая фаза | Жидкая фаза     |           | Твердая фаза | Жидкая фаза      |           | Твердая фаза |
| плотность   | объем, мл | объем, мл    | плотность       | объем, мл | объем, мл    | плотность        | объем, мл | объем, мл    |
| 1,063       | 1000      | —            | 1,066           | 1000      | —            | 1,092            | 1000      | —            |
| 1,107       | 755,6     | —            | 1,101           | 665,2     | — *          | 1,123            | 769,5     | — *          |
| 1,125       | 644,6     | — *          |                 |           |              |                  |           |              |
| 1,141       | 531,2     | 0,65         | 1,108           | 608,4     | 0,44         | 1,143            | 657,4     | 0,12         |
| 1,179       | 424,8     | 0,93         | 1,162           | 379,1     | 1,46         | 1,163            | 539,5     | 1,37         |
| 1,224       | 374,0     | 1,48 **      | 1,220           | 267,6     | 1,90 **      | 1,217            | 363,0     | 1,95         |
|             |           |              |                 |           |              | 1,233            | 348,4     | 2,07 **      |
| 1,231       | 327,1     | 1,75         | 1,231           | 165,2     | 17,72        | 1,241            | 179,5     | 28,6         |
| 1,240       | 221,9     | 17,87        | 1,252           | 102,6     | 27,27        | 1,281            | 85,5      | 41,66        |
| 1,251       | 160,3     | 26,87        | 1,273           | 73,6      | 31,31        | 1,297            | 74,5      | 43,35 ***    |
| 1,273       | 124,8     | 31,91        | 1,291           | 59,7      | 33,08        | 1,307            | 62,0      | 44,40        |
| 1,297       | 98,9      | 35,3         | 1,300           | 56,4      | 33,46 ***    | 1,325            | 40,9      | 45,87 ****   |
| 1,307       | 87,1      | 33,81 ***    |                 |           |              |                  |           |              |
| 1,332       | 45,9      | 49,93 ****   | 1,308           | 52,8      | 34,11        | 1,332            | 25,7      | 54,79        |
| 1,361       | 36,4      | 53,29        | 1,321           | 39,9      | 38,07        | 1,344            | 20,6      | 57,3         |
|             |           |              | 1,323           | 38,5      | 38,47        | 1,356            | 19,3      | 57,66        |
|             |           |              | 1,323           | 37,7      | 38,77 ****   |                  |           |              |
|             |           |              | 1,336           | 27,1      | 43,64        |                  |           |              |
|             |           |              | 1,344           | 23,4      | 44,22        |                  |           |              |
|             |           |              | 1,350           | 22,2      | 45,05        |                  |           |              |
|             |           |              | 1,361           | 21,3      | 45,30        |                  |           |              |

\* Начало садки гипса.

\*\* Начало садки галита.

\*\*\* Начало садки эпсомита.

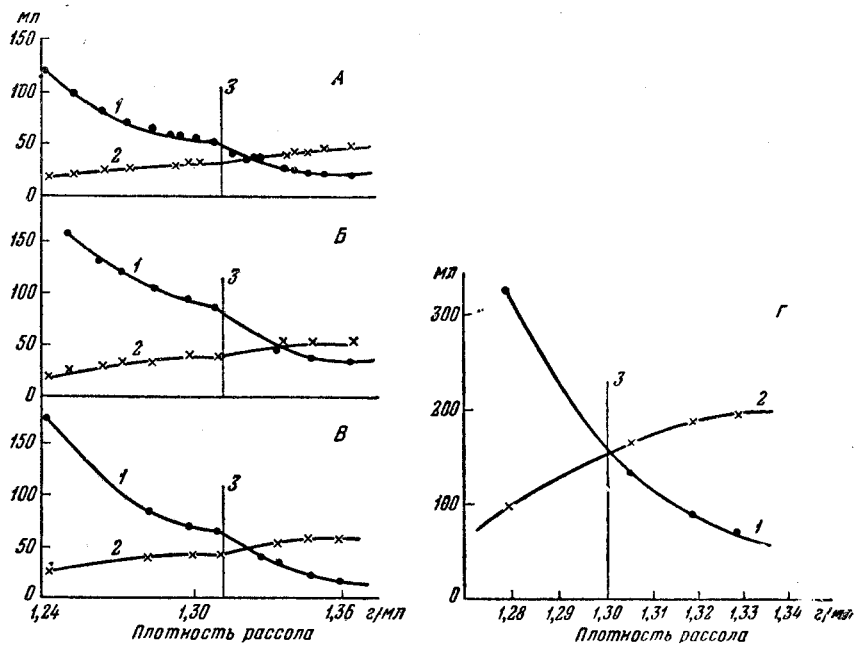
\*\*\*\* Начало садки карналлита.

к активному дифференцированному прогибанию одной своей части относительно другой. Межкристалльная рапа подавляющего большинства современных сухих озер поэтому неподвижно стоит между кристаллами выделившихся донных фаз и зернами терригенного материала, никуда не стекая и не отделяясь от этих фаз. Исключением являются лишь некоторые озера Цайдамской впадины (в Китае), в частности — колоссальное сухое оз. Цархан, отдельные участки которого лежат ниже среднего уровня озера; к этим участкам в некоторой степени и подтекает межкристалльная рапа из приподнятых территорий. История осадкообразования сухих озер, тектонически неподвижных и способных к дифференциальному прогибанию отдельных своих частей, — существенно различна.

Физико-химический режим и осадкообразование тектонически неподвижных сухих озер, изученный М. Г. Валяшко и Я. И. Тычино (1952), своеобразен. Первое, что их отличает, это резкое ослабление летнего испарения с поверхности донной рапы; оно примерно в 170 раз меньше испарения с поверхности рапного бассейна. Соответственно во много раз падает и интенсивность химической седиментации из межкристалльной рапы, хотя осадочный процесс все же отнюдь не прекращается совсем. Озеро, выржаясь фигурально, как бы «впадает в спячку»; оно еще живет физико-химически, но жизнь в нем еле теплится. Резкому замедлению химических процессов отвечает практическое однообразие состава межкри-



тальной рапы на вертикальном разрезе через соляные отложения до глубины в 20—30 м в течение круглого года (оз. Индер, оз. Эльтон). Лишь самый поверхностный слой донной рапы, подвергающийся разбавлению дождевыми водами во влажные сезоны и упаривающийся в сухие, еще испытывает годовичные гидрохимические циклы, и фигуративная точка его движется то по лучу кристаллизации галита (Индер), то по лучам кристаллизации галита — эпсомита — карналлита (Эльтон). Даже при небольшом



Фиг. 141. Соотношения маточных рассолов и выпадающих твердых фаз при осолонении ралпных озер (по М. Г. Валяшко).

А — оз. Сасын-Сиваш; Б — оз. Саки; В — валив Сиваш; Г — валив Кара-Богаз-Гол. 1 — объем маточных рассолов; 2 — объем твердых солей, образующихся при испарении рассолов морского происхождения; 3 — начало кристаллизации калийных солей (эпсомита).

углублению в рапу эти циклические процессы исчезают. По степени минерализации и солевому составу межкристалльная рапа сухих озер продвинулась несколько дальше вперед по пути кристаллизации, чем та наддонная рапа, из которой выпала соляная масса, вмещающая донную рапу. Это обстоятельство наглядно показывает, что движение рассола к эвтонической точке, как к пределу развития галогенеза, не прекращается и после превращения наддонной рапы в межкристалльную.

В чем же заключаются процессы минералообразования в донной рапе сухих озер? Если оставить в стороне циклические процессы в самом верхнем маломощном ее горизонте, аналогичные циклам рапы поверхностной, то специфических процессов в межкристалльной рапе, в сущности, два. Первым является кристаллизация новых эвапоритных минералов, отвечающих более высоким стадиям минерализации раствора под влиянием медленно протекающего его испарения. Так, если озеро стало сухим в период садки галита, то из донной рапы может осесть эпсомит; если превращение в сухое озеро произошло на эпсомитовой стадии, в донной рапе могут начать кристаллизоваться калиевые минералы — сильвин или карналлит. Другой процесс состоит во взаимодействии выпавших новых фаз с прежними и в кристаллизации на этой базе новых более устойчивых минералов. Так, при выделении из донной рапы эпсомита между ним и ранее

существовавшим галитом начинается взаимодействие, в результате которого возникает астраханит:  $2\text{NaCl} + 2\text{MgSO}_4 + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O} + \text{MgCl}_2$ . Точно так же выделение сильвина в эпсомитовой породе дает каинит:  $\text{KCl} + \text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O} = \text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O} + 4\text{H}_2\text{O}$ . Формы выделения минералов, возникающих из донной рапы, своеобразны и отличны от свойственных рапе поверхностной.

«Для того чтобы могли образоваться новые отложения солей в накопившихся уже ранее донных отложениях, — пишет М. Г. Валяшко, — помимо других условий, нужны определенные пространственные возможности как для накопления достаточного количества рассола, так и для роста кристаллов соли.

«Отложения корневого<sup>1</sup> астраханита и эпсомита или приурочены к иловым прослоям галитовых отложений, или чаще располагаются под отложениями галита, на границе с илом. Нередко наблюдается их образование и в порах между кристаллами корневого галита.

«Образование линз корневых солей в донных отложениях возможно только при том условии, если в донных отложениях происходят процессы, способствующие освобождению достаточного пространства. Такими процессами могут быть: вытеснение ила кристаллизующейся солью; замещение неконгруэнтных минералов; перекристаллизация скелетного галита в полнугранный. По нашим определениям, за счет перекристаллизации объем, занятый галитом, может уменьшиться на 20—30%» (Валяшко, 1950, стр. 189).

Законен вопрос: насколько значительно количественно выражено это новообразование минералов из донной рапы? М. Г. Валяшко, которому мы обязаны первыми исследованиями этих процессов, склонен оценивать его высоко; он полагает, что в современных озерных соляных осадках все случаи линзообразного или пластового залегания астраханита и эпсомита под галитом или в нижних частях галитового слоя (см. фиг. 109—111) обязаны минералообразованию из донной рапы. Нам представляется, что это едва ли так. Учитывая, что первоначальная пористость соляных осадков невелика — до 30%, что солей в рапе при максимальных концентрациях также около 30% от веса рапы и что испарение донной рапы протекает крайне медленно, мы думаем, что в результате процессов минералообразования *вновь* возникают лишь *очень малые массы солей*, отдельные кристаллы, линзочки, пятна их. Что же касается пластовых залежей астраханита или крупных линз его под галитом в некоторых озерах, то их генезис надо связывать с осадением из рапы поверхностной, сильно обогащенной сульфатом магния. Если в норме, при обычном содержании этой соли в рапе, астраханит действительно выпадает лишь после галита, то при значительно повышенных концентрациях сульфата магния и натрия точка насыщения рапы астраханитом несомненно должна заметно снизиться (аналогично тому, что сказано на стр. 220 о гипсе), и астраханит может начать садиться и совместно с галитом и даже раньше его.

Как бы, однако, ни оценивать силу воздействия донной рапы на состав вмещающего ее соляного пласта, несомненно одно, что всегда влияние межкристалльного раствора *осложняет* первичную седиментационную картину минералообразования. *В соляном пласте, возникшем при определенной минерализации рапы поверхностной, оказываются минералы более высокой стадии осолонения рапы.* Учитывая же, что это наложение более высокой стадии на предшествующие характеризует нижние части соляного разреза, можно сказать, что в результате влияния донной рапы возникает и с большей или меньшей ясностью развивается *обратная стратификация соляного профиля.*

<sup>1</sup> Т. е. возникшего из донной рапы.

Все сказанное относится к небольшим сухим озерам, занимающим эрозионные впадины, не испытывающие дифференциальных тектонических движений. Существенно иначе протекает осадконакопление в огромных сухих озерах, располагающихся на субстрате, способном к дифференциальным движениям разных своих частей. В этих случаях интенсивнее других прогибающийся участок становится депрессией, *озером в галититовых берегах*, куда медленно стекает межкристалльная рапа, образуя необычайно концентрированный маточный наддонный раствор, продолжающий испаряться и осаждать обычным путем твердые фазы в области, близкой к эвтонике и совпадающей с ней. Иными словами, в огромных сухих озерах с тектонически подвижным дном продолжается седиментация того же типа, что и в рапных водоемах, только пространственно она ограничивается локальными депрессиями внутри «сухого озера», а источником солей является не подток их извне, а сток в депрессию межкристалльной рапы. *Особенностью вещественного состава отложений таких озерков внутри крупного сухого озера является обогащение их калийными минералами.*

Примером описанного второго пути развития сухих озер является, как указывалось, огромное сухое оз. Цархан (в Китае) с его локальными крупными участками карналлитов. Линзы последних отвечают участкам сухого озера, прогибавшимся несколько раньше других и потому принявшим на себя межкристалльную рапу и испарившим ее далее. В пределах оз. Цархан до сих пор еще наблюдаются озерные участки с рапой, морфологически точно отвечающие описанным выше «озерам в галититовых берегах». Таково, например, оз. Дабусын площадью около 330 км<sup>2</sup> (33 × 11 км); берега его и дно сложены галитом, тем самым галитом, который слагает соляную залежь Цархан. Здесь накапливается даже обломочный галит в виде круглых зерен до 3 мм в диаметре, залегающих слоем в 3—5 см. Оз. Дабусын состоит из двух бассейнов, между которыми течет ручей. В русле ручья на дне лежит пласт соли, она же отложена и на берегах (Юань Цзянь-Цинь).

Интересная сама по себе чисто фактически, разная судьба сухих озер с тектонически неподвижным дном и с дном, способным к дифференциальным движениям, принципиально важна потому, что *позволяет отчетливо видеть влияние тектонических процессов на галогенное осадконакопление.* Оказывается, что *калийная седиментация в осолоненных водоемах возможна отнюдь не всегда, а лишь при определенных тектонических условиях, наличии дифференциальных тектонических движений на площадях, проходящих последние стадии галогенеза.* Иначе говоря, галогенез оказывается не только физико-химическим, но и *тектонически обусловленным процессом.*

Ниже, при описании галогенных формаций, мы сможем многократно убедиться в справедливости этого заключения, полученного из анализа хода галогенеза современного.

Так как подавляющее большинство современных соляных водоемов заполняет впадины экзогенного происхождения с дном, не испытывающим дифференциальных движений, то в них, естественно, не развивается накоплений калийных солей. Их отсутствие, долго поражавшее исследователей, оказывается вовсе не случайным фактом, но вполне закономерным явлением.

## **6. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ТВЕРДЫМИ ФАЗАМИ ЛЕГКО РАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ И ТВЕРДЫМИ ФАЗАМИ ТРУДНО РАСТВОРИМЫХ СОЕДИНЕНИЙ**

Одновременно с накоплением легко растворимых соединений на высоких стадиях осолонения продолжает происходить накопление также и аутигенных минералов, слагаемых трудно растворимыми солями — карбонатами Са, Mg, силикатами магния, соединениями железа. При этом

между легко растворимыми и трудно растворимыми твердыми фазами у водоемов разного гидрохимического типа возникают вполне закономерные соотношения, позволяющие опираться на них при выяснении гидрохимического облика бассейнов, породивших древние галогенные формации.

К сожалению, эта интересная и существенно важная сторона галогенеза изучена пока неполно и лишь в части, касающейся соотношений твердых солевых фаз и карбонатов щелочноземельных металлов.

На фиг. 107 показано распределение кальциевых и магниевых карбонатов по разным стадиям галогенеза водоемов разного гидрохимического типа (Страхов, 1954). Оно весьма характерно. Кальцит осаждается в самом начале хемогенной седиментации водоемов всех гидрохимических типов. При этом, по мере движения по диаграмме слева направо — от содовых озер к хлоридным, верхний предел солености, допускающей существование кальцита в качестве единственного карбонатного минерала, все повышается и в азово-черноморской ветви группы IIв, а также в хлоридных озерах, он резко доминирует на всех стадиях осолонения. Доломит является минералом, всегда следующим за кальцитом в ходе осолонения, но распределение его по гидрохимическим типам прямо противоположно распределению кальцита. Доломит занимает практически все поле содовых водоемов; при этом садка его начинается здесь при очень низкой минерализации воды и затем удерживается до предельно высокой, комбинируясь здесь с другими карбонатами (гейлюсит и др.). Поскольку садка гейлюсита даже у сильно содовых озер происходит лишь при соленостях свыше ~13%, доломит весьма долго удерживает свое господствующее положение, оставаясь практически единственным карбонатным минералом в терригеново-карбонатных илах карбонатной стадии развития озер. В поле сульфатных водоемов доломит в значительном распространении встречается лишь в группе IIа; уже в группе IIб особая доломитовая стадия карбонатообразования, следующая за кальцитовой, отсутствует, равно как и в группе IIв и в водоемах хлоридного класса. Таким образом, *если поле существования кальцита прогрессивно все увеличивается при движении на нашей диаграмме слева направо, то поле доломита, наоборот, резко сокращается при переходе от содовых водоемов к сульфатным и, как таковое исчезает в правой трети диаграммы.* На промежуточном участке диаграммы, охватывающем поля средних и высоких соленостей, доломит (а в группе IIб кальцит) сменяется магнезитово-кальцитовым парагенезом, в котором комбинируются магнезит и кальцит в меняющихся соотношениях, но обычно с резким преобладанием магнезита, особенно на стадии высокой солености. Характерно, что *появление магнезитового парагенеза свойственно только тем озерным водоемам, которые отличаются присутствием значительных количеств  $MgSO_4$ , и только на той их стадии развития, когда началась садка гипса.* Эти соотношения полностью выдают метаморфогенное происхождение магнезита.

Описанные соотношения кальций-магниевых карбонатов с сульфатно-хлоридными солевыми фазами столь характерны, что позволяют с уверенностью отличать в отложениях геологического прошлого не только классы содовых, сульфатных и хлоридных озер, но даже отдельные группы внутри сульфатного класса (см. часть III, гл. I).

Распределение силикатов магния изучено пока слабо. Можно отметить лишь, что в содовых озерах и в группе IIа они характеризуют отложения всех степеней осолонения (см. выше, гл. I); у остальных же групп сульфатного класса и в хлоридных озерах — лишь отложения высоких степеней солености, главным образом хлоридной стадии. Известно, например, что силикаты магния обнаружены вместе с гидромагнезитом в волновых выбросах пены оз. Эльтон в конце испарительного сезона (Васильев, 1956).

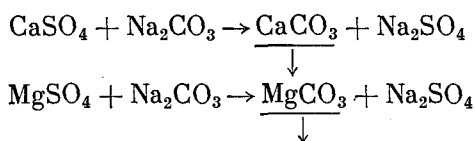
## 7. МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ПОДТОКОМ В ОСАДОК ГРУНТОВЫХ ВОД, ПИТАЮЩИХ ОЗЕРА

Описанное до сих пор галогенное минералообразование связано либо с непосредственной садкой твердых фаз из наддонной воды, либо с преобразованием их уже в осадке под влиянием взаимодействия с донной рапой. Всеми этими процессами в современных соляных водоемах дело, однако, не ограничивается.

Наряду с поверхностным питанием многие современные соляные озера обладают еще питанием грунтовым: в них разгружаются, просачиваясь через донные отложения, неглубокие грунтовые воды водосборных площадей. Особенно типично это для соляных водоемов, приуроченных к древним аллювиальным накоплениям. Так как минерализация, а часто и гидрохимический тип подтекающих грунтовых вод не отвечают минерализации и составу рассолов, пропитывающих озерные осадки, то естественно между вносимыми растворами и солями рапы начинается взаимодействие и выпадают некоторые твердые фазы; чаще всего это кальцит, доломит, основные соли магния, но также гипс, тенардит. По сути дела, здесь происходят процессы, одинаковые по своему смыслу с метаморфизацией рапы поверхностными водами; только арена действия их перенесена из наддонной рапы в межкристальную, донную, иловую.

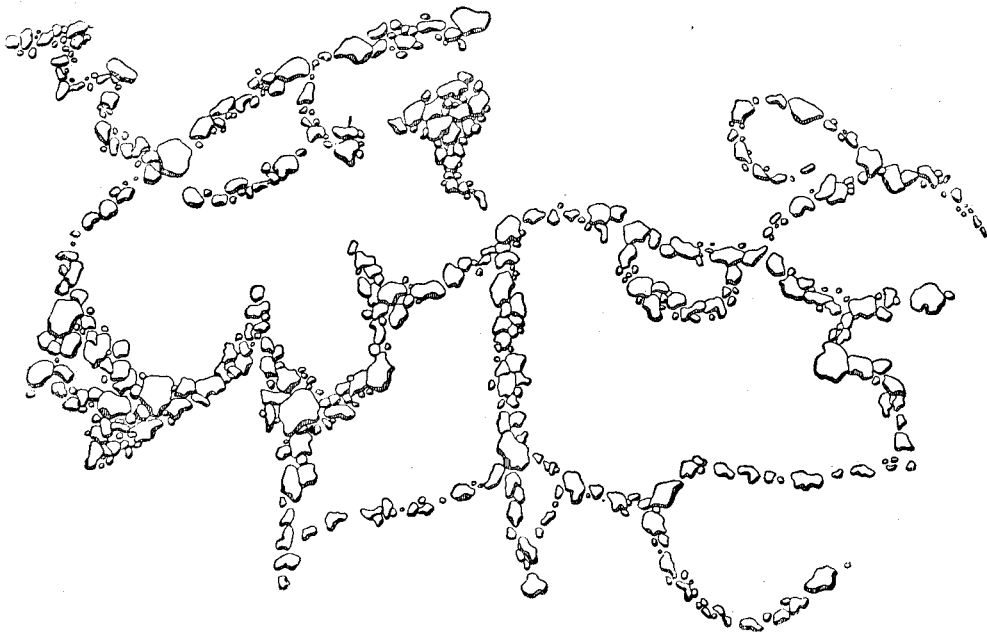
При работах в Кулундинской степи, особенно в части ее, носящей название Соляноозерной, автору совместно с Д. А. Виталем (1950) пришлось наблюдать очень эффективное проявление минералообразования в озерных осадках, связанное с подтоком в них грунтовых вод.

По периферии многих озер в осадках имеется много «продухов», через которые происходит подъем и высачивание грунтовых вод, питающих озера. Особенно эффектны они в оз. Малиновом, где подтекающие воды содовые, а озерная рапа — сульфатного типа. Как в самих продухах, так и в ближайшем с ними соседстве обнаруживается много карбонатных конкреций, расположенных группами и образующих сложный узор на поверхности озерного дна, когда оно к концу испарительного сезона — в августе и сентябре — обсыхает на значительной площади по периферии озера. Формы конкреций причудливые и самые неопределенные; текстура обычно пизолитовая, а также с корками обрастания; размеры их от миниатюрных (1—2 см<sup>3</sup>) до огромных глыб (несколько кубических метров); состав — кальцит и магнезит в меняющихся количественных и структурных соотношениях. Характерно наличие в конкрециях многочисленных пор и каверн, слагающихся в систему ходов; по которым, очевидно, и шел ток грунтовой воды. Количество конкреций на одном участке озера столь велико, что во время войны они стали объектом добычи в качестве буттового камня (фиг. 142). Возникновение конкреций обязано взаимодействием подтекающих содовых вод с сульфатными, пропитывающими осадок:



В тех случаях, когда (как, например, в содовом оз. Иодном) подтекающая вода и рапа одного и того же содового типа и разнятся лишь концентрациями — малыми в грунтовых водах, большими в озере, результатом взаимодействия является лишь CaCO<sub>3</sub>; он массами скопляется в прибрежной зоне и образует здесь полосу сильно карбонатных осадков — «белого ила», типичного озерного мела или мергеля, в который включено много известковых конкреций. Магнезиальность карбонатов невелика, причем иловым минералом является в данном случае доломит.

Малиновое и Иодное озера расположены по периферии Соляноозерной степи. В более внутренних частях степи озера (Печатное, Кочковое, Правый и Левый Близнецы) получают грунтовую воду уже не содового, а сульфатно-натриевого типа, заключенную в аллювии р. Бакланихи. Подтекающая в эти озера под некоторым давлением (что установлено при бурении в 1945 г. на оз. Кочковом) и поднимаясь вверх через толщу осадков, заключающих в себе погребенный мирабилитовый пласт, грунтовые воды постепенно осолоняются, растворяя снизу этот пласт, и обогащаются  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ .



Фиг. 142. Расположение карбонатных конкреций в оз. Малиновом.

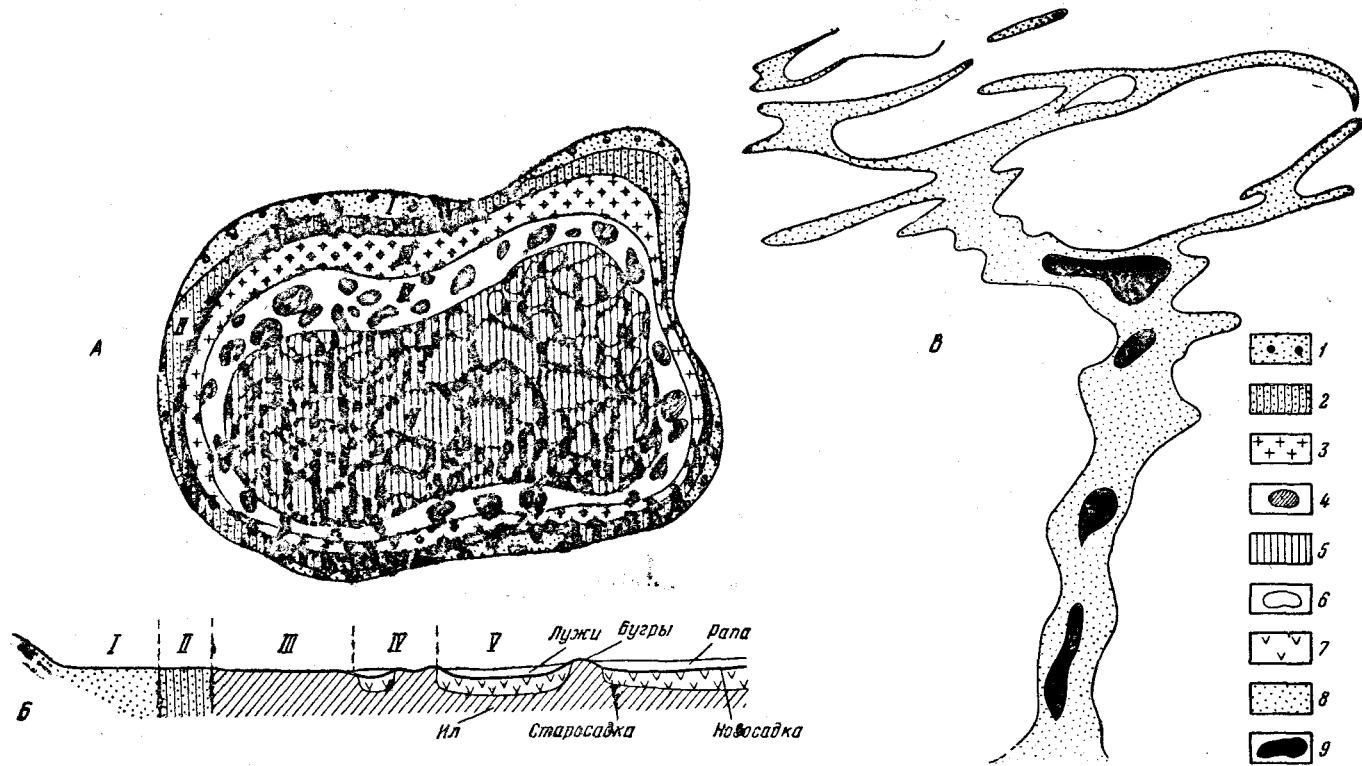
Вверху озерных осадков, подходя к пласту  $\text{NaCl}$ , воды встречаются с донной рапой, насыщенной  $\text{NaCl}$ , и при этом высаживают часть своего сульфатного груза (высаливание), образуя гнездообразные скопления тенардита, повсеместно сопровождающие снизу галитовый пласт и располагающиеся в черных илистых осадках. Характерна форма выделения тенардита (фиг. 143). Он образует нередко вытянутые по вертикали гнезда из хорошо образованных и крепко спаянных кристаллов, испещренные вертикально поставленными полыми ходами, забитыми илом, через которые и происходило медленное течение грунтовой воды снизу вверх.

Так, под влиянием подтока грунтовых вод разного состава в озерных осадках формируются дополнительно новые минералы.

#### 8. ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ЛИТИФИКАЦИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОСАДКОВ В ХОДЕ ДИАГЕНЕЗА

Одновременно с процессами, формирующими новые твердые фазы галогенных и негалогенных минералов, в соляном осадке идут по крайней мере еще два других процесса — перекристаллизация минералов и общее уплотнение, окаменение осадка, его литификация.

Перекристаллизация соляных фаз обычно влечет за собой увеличение зернистости осадка, а также нередко потерю соляными минералами той первичной скелетной («перистой») структуры «зуба», которая, как мы видели, свойственна некоторым минералам, в частности галиту. Взамен скелетной структуры развивается более или менее хорошо выраженная



Фиг. 143. Строение соляного пласта оз. Песчаного.

А — в плане; Б — в профиле; В — детали морфологии бугров и луж. 1 — песчаный пляж (I зона); 2 — илистые пески (II зона); 3 — новосадка поверхности ила (III зона); 4 — «лужи» (IV зона); 5 — центральная часть озера, покрытая рапой (V зона); 6 — «лужи» в центральной части озера, отвечающие погруженным линзам соли; 7 — старосадка соли; 8 — часть бугра, покрытая новосадкой; 9 — выпучивание ила без новосадки.

полногранная, если имелось свободное пространство для роста кристаллов, или аллотриоморфная зернистая, когда этого пространства не было. Заметим, что в ряду: гипс — мирабилит — (тенардит) — галит — астраханит только гипсу свойственно обычно весьма тонкозернистое строение. Все остальные минералы отличаются обычно крупным зерном, а иногда образуют и гигантские кристаллы.

Как правило, перекристаллизация солевого осадка не затрагивает его слоистую текстуру, которая сохраняется с большими деталями. Но в некоторых случаях, связанных с интенсивным подтоком грунтовых вод в осадки соляного водоема, вторичные преобразования сопровождаются частичным растворением соляных минералов и новым их переотложением, что в конечном счете приводит к потере галогенным осадком его первичной слоистости и к возникновению более или менее крупных участков пласта (или даже целых пластов), лишенных слоистости. В современных озерах, таким образом, под пластом новосадки и слоистой старосадки формируется так называемая «корневая соль» — пластообразно или гнездообразно залегающие линзы галита, мирабилита, астраханита. Неслоистые разности в древних континентальных соляных отложениях являются, вероятно, аналогами этих современных «корневых солей».

Литификация галогенных отложений осуществляется двояким путем. Обычно под влиянием веса вышележащих отложений соляные зерна приходят в тесное соприкосновение и срастаются; межкристалльная рапа при этом выжимается из осадка нацело или почти нацело. Возникает чрезвычайно плотная, практически лишенная пористости масса — соляная порода. Таким именно путем литифицируются гипсы, ангидриты, пористость которых, как известно, близка к нулю. Таким же образом в большинстве случаев литифицируются и собственно соляные породы. Но в некоторых случаях процесс литификации усложняется в солях тем, что крупные кристаллы, срастаясь в точках соприкосновения, оставляют более или менее значительную по объему систему пор и каверн, сообщающихся друг с другом и вмещающих межкристалльную рапу. Рано или поздно и эта рапа будет, конечно, отжата, и порода со скелетной литификацией превратится в сплошное каменное образование. Но наличие в некоторых случаях длительно удерживаемой межкристалльной рапы естественно затягивает процессы диагенетических преобразований соляных отложений.

В связи с этим встает вопрос об определении тех глубин от поверхности соляного осадка, на которых заканчивается его литификация и он превращается в каменную соляную породу. Исключительный интерес с этой точки зрения представляют данные по разрезу карабогазских отложений, опубликованные В. А. Вахрамеевой (1956).

Здесь выделяются три соляных пласта — современный и два древних, разделенные гипсово-карбонатными отложениями.

Верхний (или современный) соляной пласт мощностью 1,2—2,2 м, сложенный в Сартасской бухте внизу галитом, в средней части галитом с примесью астраханита и эпсомита, а сверху эпсомитом, представляет собой еще достаточно рыхлое образование, особенно в эпсомитовой части. Но в нижней своей, собственно галитовой, части, слагающие его крупные зерна хорошо сцементированы. Из образующих его 5—6 годовых слоев лишь в одном солевые «зубья» рассыпаются. Заметим, что этот соляной пласт начал формироваться лишь в 1939 г., и, стало быть, срок существования его к моменту отбора керн (1951—1954 гг.) всего 12—15 лет.

Во втором соляном горизонте, залегающем на глубине 5—12 м, «цементация» слабая: большая часть керн извлекается россыпью. Порода исключительно кавернозная... Многие кристаллы носят следы коррозии и нередко имеют сквозные каналы. В керне скважин большого диаметра наблюдались каверны, имеющие вид узких вертикальных каналов длиной около 70 см (разрыв керн не позволил проследить их дальше).



На стенках каналов, а также в местных их расширениях нарастают кубические или кубооктаэдрические кристаллы галита» (Вахрамеева, 1956, стр. 84).

Из этих особенностей строения пласта можно заключить, что он находится (в Сартасской бухте) под влиянием подтекающих грунтовых вод, что и обуславливает его разрыхленность.

В третьем соляном горизонте, располагающемся на глубине 17—30 см, «породы обычно плотные с небольшим количеством пор».

Что касается подстилающих соляные породы гипсово-карбонатных осадков, то лишь верхний их горизонт, разделяющий первый и второй соляные пласты, еще пластичен, насыщен рапой и расплывается при выемке. «Второй и третий горизонты илов, — по В. А. Вахрамеевой, — хорошо сцементированы и являются рапоупорными» (стр. 74).

Из приведенного описания следует, что в Кара-Богаз-Голе только верхние 5 м разреза, обнимающие верхний соляной и верхний гипсово-карбонатный горизонты, еще рыхлы и текучи (или сыпучи), лишь с локальной литификацией галитовых осадков. Глубже 5 м литификация развита сильно; осадки превращены в каменные породы только с отдельными горизонтами кавернозности, еще заполненными рапой.

Аналогичные явления отмечаются всюду на современных самосадочных озерах. Новосадка последнего года и нескольких предыдущих лет еще отличается рыхлостью и сыпучестью. Старосадка по большей части уже плотная, а нередко и чрезвычайно прочная («чугунка»).

Как известно, литификация осадка, превращение его в плотную «каменную» породу означает, по существу, конец диагенетических преобразований веществ. Ранняя литификация соляных отложений есть поэтому свидетельство быстротечности солевого диагенеза, завершающегося на глубине немногих метров солевого осадка и, стало быть, в немногие десятки и первые сотни лет. Нетрудно видеть, что *быстрота диагенеза полностью отвечает быстрому течению солевого седиментогенеза, а оба вместе они свидетельствуют о все возрастающей скорости галогенного породообразования по мере осолонения водоема.*

## 9. ОБЩАЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ СХЕМА СОВРЕМЕННОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Вышеизложенное позволяет кратко сформулировать физико-химическую схему современного галогенеза. Главнейшие ее черты следующие.

1. *Современное галогенное осадкообразование происходит на базе годичных гидрохимических циклов, все более ярко проявляющихся по мере осолонения бассейна.* При этом возникновение устойчивого соляного пласта становится возможным только с того момента, когда не только наддонная, но и донная рапа станет насыщенной относительно твердой солевой фазы, слагающей пласт. *Годичная гидрохимическая ритмичность запечатлевается в микрослоистости осадков, которая тем самым становится обязательным текстурным признаком галогенных отложений.* Отсутствие ее всегда связано вторичным процессам перекристаллизации солей в диагенезе. Вместе с тем седиментационным солевым фазам, начиная с галита, свойственна характерная перистая структура и зубовидность кристаллов, исчезающие также лишь вторично.

2. *В процессе галогенеза рапа природных водоемов находится под непрерывным метаморфизирующим воздействием поступающих в бассейн растворенных веществ и тонкодисперсного глинистого материала и потому постепенно изменяет свой состав, метаморфизируется то в прямом направлении, теряя сульфаты магния, то в обратном, — приобретая их.* При интенсивном метаморфизме соляные водоемы могут даже изменить свой гидрохимический тип, став, например, из содовых сульфатными или из

сульфатных хлоридными. Эти изменения сказываются как на составе и количественном развитии эвапоритных минералов, возникших на разных стадиях осолонения, так и в появлении и большем или меньшем развитии минералов метаморфогенных. Наименьшее количество последних свойственно содовым бассейнам — гейлюсит и хлоридным — доломит. Наиболее развиты метаморфогенные минералы в водоемах сульфатного класса: гипс, глауберит, основные соли углекислого магния, доломит. Количество метаморфогенных минералов возрастает по мере осолонения бассейна.

В зависимости от конкретных физико-географических и физико-химических условий один и тот же по составу минерал может быть эвапоритным и метаморфогенным.

3. *Формирование галогенных минералов является, вообще говоря, процессом стадийным.* В седиментогенезе при солнечном испарении из наддонной рапы осаждаются метастабильные фазы одного состава, стабильные же минералы оказываются другими. Процессы преобразования метастабильных твердых фаз в стабильные заключаются либо в объединении простых солей в двойные, как, например, в случае астраханита, либо в обезвоживании первичной твердой фазы, что приводит к образованию тенардита из мирабилита, термонаритра из соды, глауберита из бигидратной его формы, сакиита из эпсомита и др. Процессы обезвоживания являются, по-видимому, главенствующими в диагенезе солевых фаз.

*Стадийное развитие галогенных минералов протекает всегда быстро, заканчиваясь в пределах одного годовичного гидрохимического цикла или немногих циклов.* При подходящем же составе наддонной рапы, сочетающемся с оптимальными температурами, процесс ускоряется настолько, что образование стабильных минералов происходит уже в наддонной рапе, так что обычный диагенетический минерал в этом случае становится седиментационным. Это доказано пока лишь для астраханита, но, вероятно, относится также и к другим галогенным минералам.

4. *В ходе галогенеза осуществляется прогрессирующее изменение в объемных соотношениях осаждаемых твердых фаз и осаждающего их раствора, в результате чего объемы выпадающих твердых фаз постепенно приближаются к объемам маточного раствора.* Это обстоятельство с неизбежностью приводит к превращению прежде полноводного бассейна в сухое озеро, а потом и подпесочное.

В небольших сухих озерах с тектонически неподвижным дном процессы галогенной седиментации не только весьма резко замедляются, но и приобретают специфические черты, отличные от процессов на предыдущих стадиях. Калийные соли как самостоятельные горизонты в них не возникают, а твердые фазы около эвтонической стадии залегают в нижних частях галитита или под ним. Развиваются признаки обратной хемогенной стратификации осадка, или, иначе — обращение нормального профиля галогенных отложений.

В огромных сухих озерах при наличии дифференцированных подвижек дна в сохраняющиеся еще депрессивные участки стекает межкристаллическая, богатая калием, рапа и в возникшем таким образом рапном водоеме из наддонной рапы обычным путем осаждаются калийные соли вплоть до достижения эвтонической стадии включительно. Галогенная седиментация приобретает завершенность и полноту.

5. *При прогрессирующем осолонении возрастает быстрота течения не только седиментационных, но и диагенетических процессов, т. е. литогенез в целом совершается все более быстрыми темпами.*

## Глава III

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЕР РАЗНОГО ГИДРОХИМИЧЕСКОГО ТИПА; ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ

Большое разнообразие гидрохимических типов водоемов засушливых зон естественно ставит вопрос о его причинах, иначе говоря — о геологических условиях формирования бассейнов и о генетических соотношениях между ними. Рассмотрим этот вопрос применительно к озерам континентального происхождения.

#### 1. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СОДОВЫХ ОЗЕР

Происхождение содовых озер раскрывается их локализацией в засушливой зоне. Содовые озера, как правило, приурочиваются к областям двух типов: либо таким, где на поверхность выходят кислые, средние и щелочные массивно-кристаллические породы, либо к таким, где развиты песчаные полимиктовые отложения, богатые полевыми шпатами и другими алюмосиликатами. Примерами водоемов первого типа являются: озера Виктория, Рудольфа, Альберта, Танганьика в Африке; оз. Биг-Сода-Лэйк и другие, с ним смежные, в США; Тибетские озера в Азии; оз. Севан; озера Забайкалья (Доронинское, Гусиное) др. Примерами водоемов второго типа могут служить: содовые озера Кулундинской степи, приуроченные к так называемым ленточным борам, растущим на древнеаллювиальных песчаных накоплениях, пересекающих Обь-Иртышское водораздельное плато. Слагающие их пески являются типичными перевеваемыми аркозами, содержат огромное количество полевых шпатов, роговых обманок и других алюмосиликатов и являются как бы переотложенной гранитной дресвой. Возможно, что и содовые озера Курганской степи также привязаны к подобного рода песчаным накоплениям.

Приуроченность содовых озер к областям развития массивно-кристаллических пород или к продуктам их механического переотложения, в сущности, совершенно естественна. Все эти породы очень бедны сульфидами и содержат в качестве главного компонента плагиоклазы, богатые Na; нередко также и фельдшпатоиды, также богатые щелочами. Если учесть еще, что при выветривании алюмосиликатов растворы в первую очередь обогащаются катионами и особенно щелочными, то легко поймем, почему вода в области развития массивно-кристаллических пород приобретает по большей части содовый характер. Одновременно эти воды более или менее значительно обогащаются кремнекислотой, что впоследствии (при их осолонении) приводит к обогащению осадка магнезиальными силикатами типа сепиолита-керолита.

Наряду с содовыми водоемами описанного генезиса в природе существуют еще и содовые озера другого происхождения, связанные с ходом почвообразовательного процесса и, в частности, с образованием солонцов. Как известно, коллоиды солончаков обогащены поглощенным Na, который они отдают раствору лишь после того, как из почв промыванием предварительно удалены натриевые соли. Отдаваемый поглощенный  $\text{Na}^+$  обменивается обычно на  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  промывающих вод и, появившись в растворе, связывается в  $\text{CO}_2$  в соду. Эта сода, вымываемая из солонцеватых почв, и является (по К. К. Гедройцу) причиной появления содовых озер.

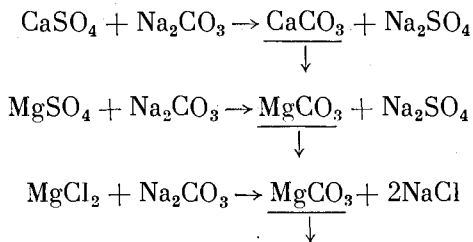
В настоящее время широко распространены воззрения, согласно которым такого рода процесс вообще является основным и решающим в формировании современных содовых озер, как класса в целом. Согласиться с такого рода утверждениями нельзя. Существует ряд объектов, например — Африканские, Забайкальские, Балканские озера, в пределах развития которых солонцов либо нет совсем (Африка), либо они развиты ничтожно. Кроме того, солонцовый процесс — явление временное в истории почвы. Он быстро сменяется либо новым засолонением, либо осолоднением, и тогда поступление соды в озера прекращается. Содовые озера, с этой точки зрения, должны быть временной, преходящей стадией в истории озер, чего как будто нет. Необходимо в связи с этим отметить, что в Кулундинской степи содовый характер имеют не только озера ленточных боров, но и *глубокие горизонты артезианских вод*. Связывать эту региональную содовость вод только с преходящим эпизодом солонцевания почв не представляется возможным. Содовые воды являются продуктом регионально идущего выветривания широко развитых здесь полимиктовых песчаных накоплений, а не почвенных процессов.

Таким образом, *основу регионального размещения содовых озер внутри засушливой зоны составляет локализация площадей древних и новейших изверженных и метаморфических пород и продуктов их механического перетолжения*. А так как все эти породы связаны, как правило, с горными сооружениями сложного строения, то и содовые озера тяготеют обычно к горам и располагаются либо внутри горных систем (Балканские озера, Севан, Ван и др.), либо по периферии, в их ближайшем соседстве (Забайкалье, Кулунда, Великий бассейн в США). Для них это своего рода «поисковый признак». Почвенный процесс, приводящий к появлению содовых озер внутри площадей солонцевания, местами усложняет эту картину, но не отменяет основной закономерности.

Анализируя далее вопрос о происхождении содовых озер, естественно выяснить: почему в одних случаях эти озера сильно содовые, в других — средне содовые, в третьих — мало содовые и постепенно переходят в бассейны сульфатного класса?

Можно было бы искать причину в характере тех материнских массивно-кристаллических пород, выветривание которых дает содовую воду. Одни (щелочные породы) дают много Na, другие (ультраосновные) — очень мало Na, и это несомненно, не могло не сказываться на коэффициенте содовости. Имеется, однако, еще другой и гораздо более мощный фактор, влияющий на величину коэффициента содовости, — это метаморфизирующее действие вод, стекающих из области развития осадочных пород. Как правило, эти породы содержат заметные количества карбонатов Ca и Mg и пирита. При выветривании осадочных пород  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  переходят в раствор в виде бикарбонатов, а  $\text{FeS}_2$  окисляется вначале в  $\text{FeSO}_4$ , потом в  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ , который, гидролитически расщепляясь, дает  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Последняя, нейтрализуясь бикарбонатами  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , обогащает воду сульфатами этих металлов. Выщелачивание морских солей, захваченных при образовании пород, дает некоторые количества  $\text{NaCl}$  и  $\text{MgCl}_2$ .

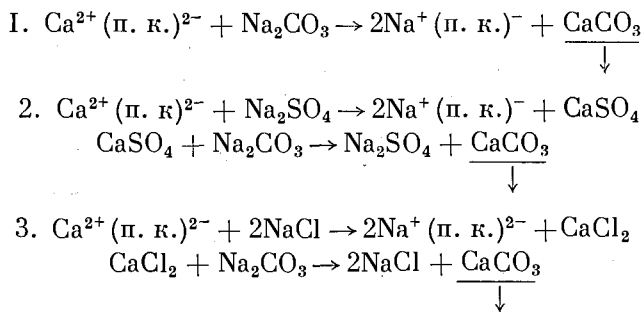
Мы уже рассматривали выше процессы, которые неизбежно начнутся в содовом водоеме, как только в него станут поступать поверхностные воды углекальциевого класса:



В итоге получится, с одной стороны, обогащение донных отложений водоема карбонатами Ca и Mg в разной минералогической форме, с другой — явное изменение гидрохимической характеристики озера: в воде уменьшится содержание соды и возрастет содержание  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{NaCl}$ . Если вначале озеро относилось к сильно содовой группе с высоким pH, то под действием подтекающей воды сульфатного класса оно всегда уменьшит свою содовость и из группы Ia может перейти в группу Ib и Iv; при особом длительном течении процесса оно может вообще перестать быть содовым, метаморфизовавшись в группу IIa сульфатного класса.

Так как в природе области развития магматических пород часто включают в себя также ареалы пород осадочных, то условия для реализации написанных реакций осуществляются очень часто. Именно влияние вод осадочных отложений, стекающих в содовые озера, и является, на наш взгляд, основным фактором, определяющим изменчивость содового коэффициента в этом классе.

Но одновременно с растворами воды, стекающие из областей развития осадочных пород, вносят в содовые озера еще большее или меньшее количество коллоидного глинистого материала, который, взаимодействуя с черным раствором, также влияет метаморфизирующим образом на состав рапы. В условиях щелочного содового озера обмен основаниями должен протекать по схеме:

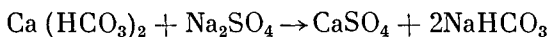
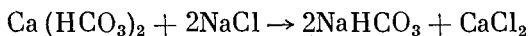


Таким образом, конечный результат всех форм катионного обмена в содовых озерах одинаков: *вносимый в поглощенном состоянии кальций осаждается в виде  $\text{CaCO}_3$ , в составе же рапы содержание соды убывает. Озеро из сильно содового переходит в умеренно содовое, затем слабо содовое и т. д. Иначе говоря, катионный обмен действует в том же направлении, что и реакции двойного обмена с солями, вносимыми в водоем в растворенном состоянии.*

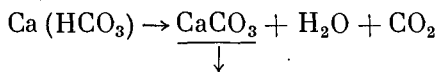
Разбирая генезис и метаморфизм содовых озер, нельзя пройти мимо двух высказываний, время от времени появляющихся в литературе.

Первое из них связывает образование содовых озер с обменной реакцией между  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  и  $\text{NaCl}$  или между  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , анало-

гично разобранной выше реакции гидрокарбоната кальция с сульфатом магния:



Экспериментальная проверка этих реакций, выполненная М. Г. Валяшко и Г. Д. Пельш (1952), однако, не подтвердила их реального существования. При взаимодействии  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  порознь с насыщенными растворами  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в осадке всегда возникал лишь *микроагрегатный кальцит*, что свидетельствует о простом разложении бикарбоната кальция:



а совсем не о реакции его обмена с  $\text{NaCl}$  или  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . В опытах с системой  $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  (изотерма  $25^\circ$ ) при насыщении тенардитом получен мелкоагрегатный кальцит и глауберит в виде нежных микроигловчатых кристаллов, отвечающих по составу формуле  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . В растворе, насыщенном мирабилитом, точка состава которого находится вблизи поля кристаллизации тенардита, бигидрат глауберита образуется лишь в небольшом количестве как примесь к основной массе кальцита. Но в обоих опытах щелочной резерв ( $\text{HCO}_3^-$ ) в растворе был ничтожен и составлял лишь 0,04%, т. е. 400 мг/л, что равно примерно 6,6 мг-экв/л. *Этот щелочной резерв отвечает растворимости  $\text{CaCO}_3$  в концентрированном растворе сульфата натрия* (см. Страхов, 1951); *он доказывает, что реакция обмена  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{NaCl}$  с образованием соды не идет.* Этого с точки зрения современной теории растворов электролитов и следовало ожидать, так как продукты реакции с обоими компонентами более растворимы, чем метаморфизующие вещества (бикарбонат кальция).

Для литологической теории это обстоятельство имеет огромное значение, ибо оно отныне пресекает возможность истолковывать генезис содовых водоемов путем воздействия бикарбоната кальция на хлоридные и сульфатные рассолы. *Содовые воды таким путем в природе не образуются.* Так же, видимо, не возникают они и путем микробиологической редукции сульфатов в озерах с сульфатной водой, хотя этот процесс и привлекался неоднократно к объяснению происхождения содовых водоемов.

Два обстоятельства заставляют отнести к этой концепции с сомнением.

По условиям жизни бактерий-десульфатизаторов биологическая редукция  $\text{SO}_4^{2-}$  может происходить только в илах, лишенных свободного кислорода, а не в кислородсодержащей наддонной рапе. По реакциям десульфатизации нетрудно вычислить, что для редукции 1 г серы из  $\text{SO}_4^{2-}$  в  $\text{S}^{2-}$  требуется 1,33 г  $\text{C}_{\text{орг}}$ . При богатстве сульфатами природных сульфатных вод, пропитывающих осадки, необходимо, очевидно, высокое содержание в этих осадках органического вещества, как энергетической базы редукционного процесса. Поэтому следует ожидать, что содовые озера, как происшедшие из озер сульфатных, за счет редукции  $\text{SO}_4^{2-}$  будут отличаться богатством  $\text{C}_{\text{орг}}$  в илах, ибо при редукции потребляется не все органическое вещество, а лишь доступная бактериям часть его. Однако в действительности илы содовых озер отнюдь не отличаются от илов других озер содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Иначе говоря, в них не устанавливается наличия необходимой энергетической базы для особо интенсивного течения редукционного процесса.

Вторым не менее существенным обстоятельством является то, что развитие десульфатизаторов в более глубоких горизонтах илов всегда сопровождается появлением в более высоком слое серных бактерий (*пур-*

пурных, зеленых), которые работают в направлении, противоположном деятельности десульфатизаторов, и, окисляя  $H_2S$  до  $SO_4^{2-}$ , ликвидируют их результаты. В природных водоемах серобактерии пользуются широчайшим распространением: красноватые и зеленоватые пятна в илах соляных озер, обязанные наличию серных бактерий, — обычное явление. Локализуются эти серные бактерии на границе восстановительной и окислительной зон илов; физиологически являются, в отличие от десульфатизаторов, автотрофами и, стало быть, не зависят от запасов органики в илах; экологически же они спутники десульфатизаторов и работают на отбросах их «производства», уничтожая генерируемый ими  $H_2S$  и превращая его в  $SO_4^{2-}$ .

Оба изложенных обстоятельства заставляют весьма скептически относиться к оценке возможностей сколько-нибудь серьезной биологически обусловленной десульфатизации рассолов природных водоемов и превращения их в бассейны содовые. Биологическая десульфатизация, как процесс, в соляных бассейнах, конечно, имеет место, но интенсивность ее, по всем вероятностям, ничтожна и как фактор образования содовых озер она не может рассматриваться.

Итак, содовые озера — типичный продукт областей обширного развития магматических пород, либо площадей, где накоплены продукты механического разрушения этих пород (например, ленты аркозового аллювия и т. д.). Появление на водосборных площадях озер нормально-осадочных пород с кальцитом и пиритом ведет к понижению коэффициента содовости озер и повышению их сульфатности; увеличение же ареалов развития этих пород приводит к постепенному переходу содовых озер в водоемы натриево-магниевые класса.

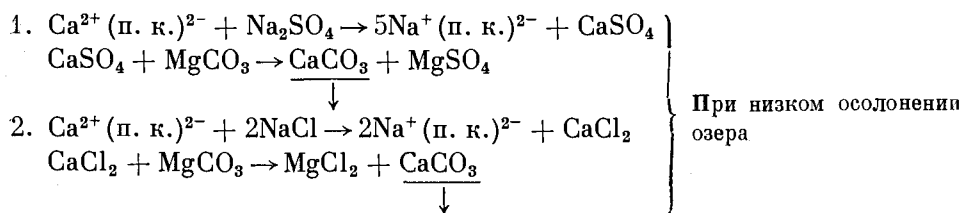
## 2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОЗЕР СУЛЬФАТНОГО КЛАССА

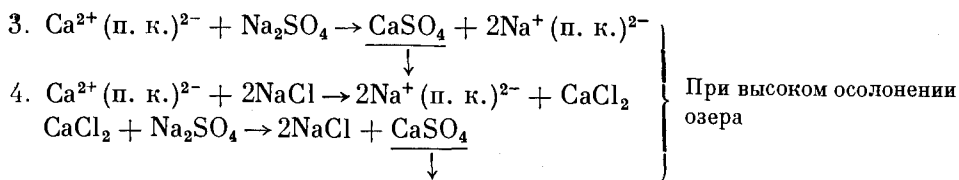
Обращаясь к генезису озер сульфатного класса, рассмотрим отдельно группу Па (натриево-магниевую) и группы Пб + Пв (натриево-магнезио-кальциевые).

Натриево-магниевые водоемы представляют собой крайний продукт метаморфизма содовых озер под влиянием вод, формирующихся в осадочном покрове водосборных площадей этих озер.

Правильность этого заключения подтверждается пространственной локализацией водоемов натриево-магнезиального класса. Они явно тяготеют к предгорным депрессиям и к ареалам содовых озер, проникают в их области распространения и составляют периферические полосы, оконтуривающие площади развития содовых вод. Такие соотношения можно в ряде случаев наблюдать в сложной гидрохимически Кулундинской степи. Эта же закономерность вообще контролирует размещение натриево-магнезиальных водоемов по площади засушливой зоны.

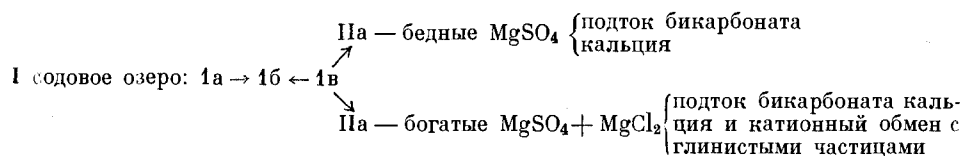
Разнообразие гидрохимического облика озер группы Па (натриево-магнезиальной) также имеет своей причиной явление метаморфизма. При этом, как и в других случаях, оказываются эффективными как обменные реакции между смешивающимися растворенными солями, так и катионный обмен между рассолами и вносимым глинистым материалом; последний протекает по схемам:





При низкой солености, когда насыщают воды лишь карбонаты Са, обмен катионами с глинистыми коллоидами по реакциям 1 и 2 приводит к постепенному обогащению воды  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  взамен  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . На высоких ступенях осолонения, когда благодаря избытку  $\text{SO}_4^{2-}$  создаются условия насыщения и для промежуточной фазы  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , включаются дополнительно еще реакции 3 и 4, и убыль сульфата натрия продолжается, что вызывает дальнейший относительный рост  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  в составе рассола. Иными словами, *под влиянием катионного обмена с глинистыми частицами озеро, оставаясь в пределах той же группы IIа, постепенно обогащается сульфатами и хлоридами магния*. Свидетелем такого метаморфизма является накопление некоторых — очень небольших — количеств гипса и глауберита в осадках озер IIа группы в гидрохимической обстановке, которая исключает образование этих минералов прямым осаждением из выпаривающегося исходного раствора.

Учет результатов катионного обмена в озерах группы IIа позволяет более полно представить итоги метаморфизма содовых озер под влиянием подтекающих сульфатно-кальциевых вод и коллоидального глинистого материала. Схема генетических соотношений такова:



Генезис континентальных соляных озер групп IIб + IIв разъясняется тем, что *все эти озера приурочены к районам, сложенным исключительно осадочными породами обычного состава*. По большей части это равнинные области, но иногда (оз. Иссык-Куль, Большое Соленое в США) и горные сооружения. Иначе говоря, *озера групп IIб и IIв сульфатного класса дают нам гидрохимический тип осолоняющихся водоемов, возникающих на базе питания солями, вымываемыми из осадочного субстрата водосборной площади озер*.

Чем же в таком случае объясняются существенные различия в гидрохимическом облике этих групп?

Частью, по-видимому, особенностями петрографического состава водосборных площадей бассейна, частью же разной силой процессов катионного обмена озерной воды с солями поступающих в них вод и с вносимым глинистым материалом.

Характерную черту озер группы IIб составляет, как мы видели, обилие сульфатов и наличие в их числе  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . Обогащенность сульфатами есть следствие обилия пирита в осадочных породах водосборных площадей, при выветривании дающего  $\text{SO}_4^{2-}$ . Наличие же сульфатов *натрия* обязано в одних случаях процессам осолодения солончаков, когда из них вымывается  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , в других — выветриванию полевых шпатов, имеющих в составе пород и также формирующих  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , а чаще всего обоим этим процессам вместе. Возникающая  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , реагируя с  $\text{CaSO}_4$ , преобразуется в  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , что происходит либо в водоемах, либо уже в речных водотоках и в грунтовых водах, питающих озеро. Накопление в рапе  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  есть результат взаимодействия рассолов и, в частности,



$\text{Na}_2\text{SO}_4$  с коллоидными глинистыми частицами, вносимыми в бассейн по реакциям, только что разобранным выше.

В том случае, когда при выветривании генерация соды, необходимой для реакции образования сульфата натрия, перевешивает силу катионного обмена  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  с глинистыми частицами в самом водоеме, создаются условия для формирования сильно сульфатных водоемов с участием в их составе  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , т. е. возникают озера IIб группы. Когда же процессы выветривания пород с образованием  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  выражены очень слабо, а катионный обмен с глинистым материалом развит достаточно сильно, образуются водоемы группы IIв с  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$ , но без  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . При этом, чем меньше генерируется в ходе выветривания  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , тем меньше (по реакциям I—4, стр. 266) в рапе соляного озера  $\text{MgSO}_4$  и больше  $\text{MgCl}_2$ .

### 3. ХЛОРИДНЫЕ ОЗЕРА И ИХ ГЕНЕЗИС

Значительно менее определенно обстоит дело с генезисом озер хлоридной группы.

До последнего времени эти озера стремились толковать как крайний продукт метаморфизма озер сульфатного класса. При этом Н. С. Курнаков и С. Ф. Жемчужный в 1917 г. объясняли бессульфатность хлоридных (Перекопских) озер обменной реакцией Гайдингера. При таком допущении в илах Перекопских озер должны были бы существовать большие накопления углекислого магния в виде основной его соли. Между тем в действительности таких накоплений не наблюдается. Отсюда следует, что если уж говорить о метаморфизации, как причине появления бессульфатных озер, то протекала она не по схеме реакции Гайдингера, как это допускал Н. С. Курнаков, а по схеме катионного обмена между рапой и поступающей глинистой мутью, как на это впервые указал С. А. Шукарев (1930).

Несмотря на логичность и экспериментальное подтверждение возможности такой схемы генезиса озер хлор-магниевых-кальциевых группы, следует не упускать из виду и еще один — принципиально иной путь их формирования.

Дело в том, что буровыми скважинами в районе Перекопских озер вскрыт водоносный горизонт, вода которого принадлежит хлоркальциевому классу, хотя и слабо минерализована. А так как Перекопские озера заведомо питаются водой этого грунтового горизонта (Дзенс-Литовский, 1936), то естественно полагать, что своеобразный состав их рапы коренится в своеобразии питающей воды. Таким образом, Перекопские хлоркальциевые озера, возможно, представляют собой вовсе не пример далеко зашедшей метаморфизации рапы под влиянием катионного обмена с глинистыми частицами, а случай образования сильно соленого озера, питаемого своеобразной хлоркальциевой подземной водой. Что касается генезиса самой этой воды, то последняя, вероятнее всего, есть не что иное, как поднимающаяся вверх по тектоническим трещинам и распресненная глубинная подземная хлоркальциевая вода Причерноморской депрессии. В низовьях Узбоя имеются хлоркальциевые озера, которые также питаются (по Н. В. Тагеевой) водой хлоркальциевого типа, поднимающейся по трещинам из глубоких горизонтов земной коры. Случаи подобного высокого поднятия хлоркальциевых вод и их поверхностного распределения известны и на Русской платформе и в некоторых местах даже распространены (например, в Саратовском Заволжье, по устному сообщению И. Б. Фейгельсона).

Резюмируя изложенное, можно принять, что все разнообразие гидрохимических групп и разновидностей внутриконтинентальных соляных озер объясняется взаимодействием друг с другом и с глинистым материалом двух исходных типов растворов: *содовых вод* (Iа), возникающих в областях вулканических пород, и *сульфатных вод*, формирующихся в обла-

стях развития осадочных пород; хлоридные воды частью поступают на поверхность Земли из глубоких горизонтов стратисферы, чаще же представляют крайний продукт метаморфизации сульфатных вод.

#### 4. О НЕКОТОРЫХ ДЕТАЛЯХ ВЛИЯНИЯ ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ НА СОСТАВ ГАЛОГЕННЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Все вышеизложенное свидетельствует, что *петрографический состав водосборных площадей оказывает решающее влияние на гидрохимический тип соляных озер, а тем самым и на состав галогенных отложений, возникающих на разных стадиях осолонения озер.*

Такого рода теснейшая связь континентального соленакопления с геологической средой проявляется, однако, не только в основных признаках соленосных отложений, но и во многих деталях их химического состава.

Так, в содовых озерах, расположенных среди вулканических пород, нередко накаплиются: в рапе — литий (оз. Серлс в США), в осадках — бор, в виде разнообразных минералов.

В озерах сульфатного класса, приуроченных к ареалам развития осадочных пород, порой повышены содержания калия и брома, причем это бывает в тех случаях, когда на водосборных площадях развиты древние галогенные отложения морского генезиса, богатые названными компонентами. Такая связь была хорошо показана А. Г. Бергманом, М. Г. Вальянко, И. Б. Фейгельсоном (1953) на примере озер Урало-Эмбенского и Челкарского районов, Устьюрта и Приаралья. Для Урало-Эмбенской области средний коэффициент калиеносности равен 8,12; в озерах Устьюрта он составляет всего 1,30; в озерах Приамударьинских — 8,75; в Челкарском районе — 3,58; в Астраханской области — 1,75. Таким образом, наиболее обогащены калием озера Приамударьинские и Урало-Эмбенские. В последних обогащение несомненно происходит за счет размыва пермских калиеносных соляных месторождений; в Приамударьинских же, вероятно, за счет выветривания юрских калиевых солей в системе Зеравшана, в верховьях р. Аму-Дарьи.

Бром наиболее сильно концентрируется в водах Урало-Эмбенской области и меньше в Приамударьинских — 0,625%. Остальные районы беднее бромом, хотя среднее содержание его и не очень отличается от концентрации в Приамударьинских водоемах (Челкарские озера — 0,49%, Усть-юртские — 0,52%). Таким образом, тяготея в общем к тем же районам, как и калий, бром все же в конкретных чертах распределения имеет много отклонений от калия и индивидуальных особенностей.

*Итак, берем ли мы главные, основные черты состава галогенных отложений континентально-озерного генезиса или тонкие детали этого состава, мы в обоих случаях убеждаемся, что они — производное от петрографического состава тех водосборных площадей, среди которых эти галогенные осадки возникают.*

Это обстоятельство должно быть резко подчеркнуто потому, что в галогенных толщах морского генезиса дело обстоит существенно иначе. Там влияние состава водосборных площадей сказывается несравненно слабее, иногда его не видно совсем; кроме того, даже когда оно и проявляется, его следы начинают проступать поздно, главным образом на высоких ступенях осолонения. *И основные решающие черты морского галогенеза и ряд тонких деталей состава морских галогенных осадков диктуются составом исходной морской воды. Это определяет гораздо большее однообразие геохимических типов морских галогенных отложений, в чем мы убедимся из дальнейшего изложения.*

Так как галурги имеют дело в подавляющем большинстве случаев именно с морскими галогенными толщами, в которых влияние состава

водосборных площадей отражено слабо, естественно стало традиционным игнорирование этого фактора при анализе галогенеза вообще и континентального в частности. Но для последнего, как показано выше, такой подход принципиально неверен. *Континентальный озерный галогенез и в целом и в деталях есть производное того геологического субстрата, среди которого располагаются солеродные озера. В этом его специфика.*

##### 5. О РАЗМЕЩЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВНУТРИ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В заключение несколько слов о локализации континентальных соленосных отложений внутри современных аридных зон.

В этом вопросе две существенно различные стороны: а) размещение внутри аридных ареалов *разных стадий осолонения озер* и свойственных им галогенных отложений; б) локализация водоемов *разного гидрохимического типа*.

В первой части этой монографии, характеризуя почвенное засоление аридных площадей, мы отмечали, что оно зависит от характера климатического режима и потому закономерно меняется от периферии засушливых зон к центру; периферии свойственно главным образом карбонатное засоление, более внутренним участкам — сульфатное (гипсовое), центральным же — хлоридное, галитовое; крайние степени аридизации отличаются наличием нитратных (селитровых) солончаков.

Распределение *стадий химической седиментации* в озерах в общих чертах подчиняется той же схеме. По периферии засушливой зоны в сухих степях располагаются озера с наименее минерализованной водой и с осадками, в которых из солей накапливаются лишь наименее растворимые — кальцит, доломит, силикаты магния. В полупустынной зоне озерная вода минерализована сильнее и потому в осадках, кроме карбонатов, фиксируются уже сульфаты кальция и натрия — гипс, мирабилит, тенардит, глауберит.

В собственно пустынной полосе лежат наиболее минерализованные озера, часто сухие и подпесочные, а седиментация находится в стадии хлоридной — выпадает галит, с большей или меньшей примесью астраханита и эпсомита.

Более внимательное рассмотрение карты аридных зон показывает однако, что такого рода зональность озерного галогенеза наиболее наглядно проявляется на озерах средних и малых размеров: до 10—15 км длиной, 5—7 км шириной и в немногие десятки квадратных километров площадью. Озера крупные, например Балхаш, тем более Аральское море, выпадают из этой зональности, ибо находятся на гораздо более низких стадиях развития по сравнению с той зоной, в которой они локализованы. Это и естественно, ибо быстрота, с которой водоем переходит с одной стадии химического развития на другую, в основном определяется размерами водоема и питанием бассейна водой. *Крупные осоложняющиеся водоемы, поэтому, отстают в своем развитии от средних и мелких.* На карте стадий химической седиментации озер это отражается азональной вкрапленностью низких стадий хемогенной седиментации в зоны, находящиеся на гораздо более высоких ступенях развития. Сама карта отсюда приобретает более пестрый вид сравнительно с картой почвенного засоления. Однако пестрота эта сама по себе отнюдь не случайная, но, как мы только что видели, вполне закономерная и объяснимая.

Совершенно иным закономерностям подчинено распределение внутри аридных ареалов разных гидрохимических типов соляных озер и отвечающих им галогенных отложений. *Гидрохимические типы водоемов, как было только что показано, стоят в теснейшей зависимости не от климата, а от петрографического состава водосборных площадей и, значит, их ло-*

*кализация в пространстве диктуется геологическим строением различных участков засушливых зон.*

В целом же развитие континентальных озер засушливой области стоит под двойным контролем: климатических условий, в которых они находятся, и петрографического состава их водосборных площадей. *Климат определяет в общем стадию минерализации озера и соответственно стадию его химической седиментации: карбонатную, сульфатную, хлоридную. Петрографический тип водосборной площади контролирует гидрохимический класс аридных озерных водоемов, то есть особенности состава воды на каждой стадии осолонения и, следовательно, специфические индивидуальные черты химической седиментации на этих же стадиях.* Поскольку климат зонален в пределах засушливой полосы, естественно, что и расположение стадий галогенной седиментации внутри нее также зонально, повторяя в общих чертах зональность почвенного засоления. Но петрографический состав водосборной площади от климата уже не зависит. Это обстоятельство создает вариации химической седиментации от одного озерного бассейна к другому внутри одной и той же полосы стадийного развития.

---

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГАЛОГЕНЕЗА ПОСЛЕАЛЬГОНСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

### Глава I

#### ФАЦИАЛЬНЫЕ АНАЛОГИ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДИ ДРЕВНИХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Галогенное осадкообразование в древних водоемах, подобно современному, отличалось стадийным характером, что приводило к закономерной смене во времени осадков карбонатных — сульфатными, сульфатных — хлоридными. В результате галогенные отложения древних эпох предстают перед нами как некоторые совокупности пород, закономерно соотносящихся друг с другом как в вертикальном разрезе, так и в плане — на площади. Это — настоящие парагенезы кровно (физико-химически) связанных пород, классический пример формаций в том фациально-генетическом смысле, какой был охарактеризован в первом томе монографии.

Сказанное означает, что изучение древнего галогенеза на современном уровне знаний сводится к выделению и характеристике типов галогенных формаций, их вещественного состава и сложения, возникновения и распределения во времени и пространстве. Разбор этих вопросов и составит содержание настоящего раздела монографии.

Но прежде чем приступить к описанию и анализу формаций, рассмотрим кратко некоторые предварительные вопросы. Галогенные формации в истории седиментогенеза следуют за отложениями стадии малой минерализации; с какого же типа пород целесообразно начинать галогенные формации и каковы их соотношения с отложениями малой минерализации? Какие фациальные типы галогенных формаций вообще следует различать, иначе говоря, как классифицируются эти формации?

#### 1. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

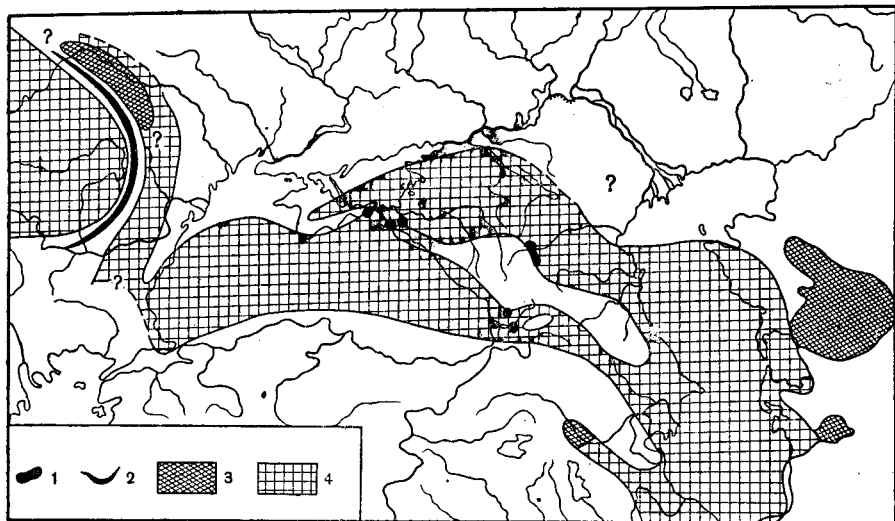
Вопрос об общем петрографическом объеме галогенных формаций может быть решен, конечно, лишь условно. Мы будем относить к ним все породы, представляющие собой накопление легко растворимых солей:  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{NaCl}$ , хлоридов и сульфатов  $\text{K}$  и  $\text{Mg}$ . Таким образом, в разрезе отложений аридных зон мы будем начинать галогенные формации с того момента, когда появляются гипсы или ангидриты.

Несмотря на простоту принципа, его практическое применение наталкивается на значительные трудности, требующие привлечения дополнительных критериев для обособления в каждом частном случае галогенной формации. Чтобы выяснить эти критерии, рассмотрим следующий конкретный пример.

На фиг. 144 показан среднемиоценовый бассейн юга СССР. Как известно, соленость этого водоема, несмотря на несомненную принадлежность

его к аридной зоне, отличалась небольшой величиной около 2,1—2,2%, что доказывается удивительным сходством населявшей его фауны с фауной современного Черного моря. В то же время на разных участках среднемиоценового моря имело место накопление гипсов. Характер их развития в разных случаях весьма неодинаков. Выделяются два типа.

В первом типе гипсы залегают крошечными по размерам линзами протяжением в 1—2—3 км, редко больше, при мощностях от немногих сантиметров до 2—3 м; в разрезе наблюдается обычно всего одна такая линза, редко две; иногда гипсы просто пропитывают песчаники и глины, образуя сантиметровые пропластки. Так, у с. Эльдар-Элийского, в 5 км



Фиг. 144. Палеогеография среднемиоценового бассейна (по В. П. Колесникову с дополнениями).

1 — галогенные фации; 2 — горные цепи; 3 — галогенные формации; 4 — морские отложения.

к юго-западу от Керчи, единственный пласт гипса, мощностью 3—5 м, прослеживается на протяжении около 2 км. Располагающаяся вблизи залежь гипса на Чекуркояшском месторождении состоит из двух пластов, совокупной мощностью 1,8—3,3 м, но гипс сильно загрязнен песчано-глинистым материалом, содержание которого достигает 30%. На Северо-западном Кавказе, у станиц Крымской и Варениковской, линзообразная залежь в караганском горизонте имеет мощность до 5 м, протягиваясь свыше чем на 2 км. По р. Сунже, в 35—40 км к востоку от г. Орджоникидзе, в средней части датыхской свиты выделяется пачка, мощностью 25 м, сильно загипсованных и засолоненных глин, переслаивающихся с тонкими (0,5—1 см) прослоями гипса. В основании пачки располагается довольно хорошо выдерживающийся на протяжении нескольких километров пласт глинистого гипса, мощностью 0,5 м. Общее протяжение гипсовой пачки не установлено. Возможно, что она выдерживается на протяжении нескольких десятков километров, образуя сплошную ленту, либо цепочку отдельных гипсоносных залежей. Местами в ней встречаются даже линзы галита до 1 м мощностью. В Рионской долине, к северу от г. Кутаиси, в разрезе караганского горизонта встречаются гипсовые прослои, нередко мощностью до 1 м, образующие промышленные скопления. В 20—25 км к югу от г. Кутаиси находятся несколько залежей гипса, имеющих линзообразную форму и простирающихся на десятки метров; наиболее крупная имеет мощность до 10 м. *Характерную черту*

*всех этих местонахождений галогенных пород составляет то, что в пространстве — на карте — они не образуют самостоятельных, четко обособленных тел, но подчинены общей массе нормально-морских отложений. Вместе с тем длительность моментов их формирования ничтожно мала, а само возникновение их было чисто эпизодическим: однажды возникнув в течение ничтожно малого отрезка времени, галогенные отложения затем полностью исчезали. Таким образом, галогенез описываемого типа не развился в сколько-нибудь заметный, самостоятельный во времени и в пространстве процесс; мелькнув, как метеор, на фоне обычной морской седиментации, он затем полностью исчезал.*

Совсем иначе обстояло дело во втором типе, к которому относятся галогенные отложения Предкарпатского прогиба, Закаспия, Нахичевани. Во всех этих случаях мы имеем дело с процессом, *который длился достаточно долгое время на пространстве, обособленном от остальной части среднемиоценового бассейна*, в результате чего сформировался особый парагенез пород, отчетливо отличный от морского, со своим специфическим составом и строением. В самом деле, гипсо-карбонатный верхнегортонский комплекс Предкарпатья протягивается непрерывно от берегов Сана и Вислы в Польше до северной границы Молдавии, образуя полосу свыше 330 км длиной при ширине от 1,5 км у г. Немирова (на СЗ) до 40 км в районе сел. Залешиков на юго-востоке. На всем этом пространстве гипсо-ангидритный комплекс располагается на неровной размытой поверхности подлежащих пород, что вызывает значительные локальные изменения его мощности. Размещение отложений гипсо-ангидритного горизонта строго закономерное. Наиболее чистые разности сульфатных пород отлагались вдали от воздымавшейся Карпатской горной цепи, на платформе, в области современного Днестра. По мере приближения к Карпатам в отложениях этого горизонта появляется терригенный материал, вначале в виде примеси к гипсам и ангидритам, а затем в виде тонких прослоев глин. Ближе к Карпатам мощность сульфатных пород уменьшается; появляются прослой не только глин, но и песчаников (Халучи); затем гипсы отступают на второй план, присутствуя в разрезе только в виде линз или в виде тоненьких прожилков; появляются гравелиты и конгломераты. Таким образом, сиос материала в эпоху возникновения сульфатного горизонта происходил с формировавшихся Карпат; ручьи и мелкие реки, транспортировавшие большое количество обломочного материала, стекали в Предкарпатский прогиб, опресняли воды бассейна и не давали возможности выпадению хемогенных осадков вблизи берега. Садка гипсов начиналась лишь на некотором расстоянии от Карпатской цепи и была максимальной в части бассейна, располагавшейся на платформе (Приднестровье). Закономерно менялись и мощности осадков. Во внутренней зоне Предкарпатского прогиба, вблизи края Карпат, мощность горизонта, представленного чисто терригенными породами, около 100 м; во внешней зоне прогиба, где терригенного материала мало и доминируют сульфатные породы, мощность падает до 35—40 м, а на платформе, где развито чисто хемогенное осадконакопление, мощность уменьшается до 25—35 м (Глушко, 1956).

Гипсоносные отложения среднего миоцена Закаспийской области приурочены к двум четко очерченным заливам: Устьюртскому на севере и Туркменскому на юге. Площадь первого была в 5—6 раз больше площади современного Кара-Богаз-Гола; площадь второго составляла  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$  последнего. Отложения состоят из переслаивания гипсовых, известняковых и песчаных пород, общей мощностью в несколько десятков метров. В Западном чинке Устьюрта она больше 50 м; в районе Туаркырской антиклинали около 30 м; в восточных же выходах не превышает 10 м. Мощность отдельных пластов гипса, по данным Ю. Б. Айзенберга, колеблется от 10—12 м (на восточном берегу Кара-Богаз-Гола) до 1 м на крайнем

восточном чинке Устьюрта. К сожалению, благодаря закрытости территории детали распределения осадков внутри залива остаются пока неизвестными.

Мощность гипсовых прослоев в Туркменском заливе составляет в районе ст. Кызыл-Арват 0,5—1,5 м.

В юго-восточной части Нахичеванской котловины, представляющей собою в среднем миоцене глухой кут длинного залива моря, в караганское время отлагались не только гипсоносные глины, но и каменная соль, мощностью в 46—85 м.

Из приведенных данных совершенно очевидна коренная разница в характере галогенного процесса, породившего в среднем миоценовое время отложения первого и второго типов. В первом типе это, как указывалось, мимолетные эпизоды, создававшие крохотные линзы гипсов и иногда галита, *подчиненные общей массе отложений слабо минерализованного аридного морского бассейна и, так сказать, «утопающие» среди них*; во втором — это длительно формировавшиеся комплексы значительной мощности, *четко пространственно обособленные от собственно морских отложений со своим собственным внутренним строением*.

Естественно встает вопрос: как же подойти к выделению галогенных формаций в каждом из этих случаев?

Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо вспомнить, что под формацией мы понимаем парагенез осадочных пород, возникающих при длительном существовании определенных ландшафтно-тектонических условий, обособлявших данную совокупность пород в естественное природное тело. Совершенно очевидно, что *с этих принципиальных позиций мы вправе считать галогенными формациями только гипсо-ангидритный горизонт Предкарпатья, гипсоносные толщи Закаспия и Туркмении, соленосную толщу Нахичеванской котловины, но никак не можем считать галогенными формациями крошечные гипсовые линзы, единично встречающиеся среди прибрежных морских отложений; такие галогенные линзы суть аксессуарные породы (или фации) среди формаций совсем другого типа.*

Таким образом, галогенные породы, встречающиеся среди отложений аридного тина, то образуют самостоятельные галогенные формации, то являются членами формаций слабо минерализованных водоемов. Они *выделяются в качестве формаций лишь в тех случаях, когда возникли в результате длительного существования ландшафтов и тектонических режимов, благоприятствовавших галогенезу и создавших комплексы пород со своими особыми соотношениями в пространстве и времени, пространственно отчетливо обособленные от отложений водоемов малой минерализации.* При несоблюдении этих условий галогенная порода является одним из членов аридных формаций начальных ступеней минерализации.

Различение галогенных пород как формаций и как фаций — членов формаций начальных ступеней осолонения, до сих пор, насколько мне известно, не проводилось исследователями, имевшими дело с галогенными отложениями; в частности, его нет ни у А. А. Иванова (1960), недавно опубликовавшего интересную монографию, ни у М. П. Фивега (1960), ни у других авторов. А между тем это различение имеет, как мне кажется, принципиальное значение. *Оно поможет правильно понять условия, при которых галогенез из процесса породообразующего перерастает в процесс формациеобразующий.*

В изложенной трактовке галогенные формации оказываются весьма разнообразными как по своему фациальному типу, так и по вещественному составу, внутреннему строению и т. д. Естественно встает вопрос об их группировке, классификации.

В основу ее я кладу тот же ландшафтно-тектонический принцип, который был использован для классификации формаций гумидных (см.



том I, гл. II). С этой точки зрения все разнообразие древних галогенных формаций может быть сведено к пяти хорошо различимым типам.

К первому относятся *континентальные формации*, развитые как среди равнинных засушливых областей, так и на площадях межгорных впадин; образование солей здесь происходило в более или менее крупных озерных водоемах, аналогичных современным соляным озерам. Соленаккопляющие бассейны имели иногда эрозионное, иногда тектоническое происхождение. Второй тип может быть назван *лагунным*. Это комплекс отложений, возникших на наклонной к морю площадке в небольших осолоненных лагунах, морфологически аналогичных современным лиманам Черноморского побережья, Сивашу, а также прихотливой цепи межостровных проливов и заливов по восточному побережью современного Аральского моря. Тектонические структуры отвечают здесь не единичному лиману или лагуне, а сериям их. Третий тип галогенных формаций возник в *длительно существовавших крупных соляных бассейнах, имевших четко выраженный облик закрытых заливов, сообщавшихся с открытым морем через относительно узкий пролив*; эти бассейны являются ближайшими фациальными аналогами современного Кара-Богаз-Гола и Бокано-де-Виррида, хотя и отличаются от них размерами. Каждый такой бассейн отвечал одной крупной тектонической структуре синклинального типа. К четвертому типу галогенных формаций относятся комплексы, возникшие в сильно осолоненных краевых участках огромных открытых морей; эти участки имели характер колоссальных более или менее *открытых заливов*. Они отвечали огромным синеклизам на периферии эпиконтинентального моря. Аналоги этого типа солеродных водоемов в настоящее время отсутствуют. Наконец, к пятому типу галогенных формаций относятся собственно морские комплексы, возникшие в колоссальных своеобразных внутриконтинентальных морях, вытянутых в длину, часто прихотливых очертаний, расположенных среди обширного континента и сообщавшихся с океаном лишь одним своим концом; противоположный конец слепо заканчивался среди аридного материка. Тектонически галогенные формации внутриконтинентальных морей отвечали сложно построенной территории со многими синеклизмами и антеклизмами; этот тип солеродных морей ныне также отсутствует.

Таким образом, из пяти формациеобразующих ландшафтов древности лишь три имеют более или менее близких аналогов в современности, другие же два не имеют их совсем и являются специфически древними.

Познакомимся теперь ближе с каждым фациальным типом галогенных формаций.

## **II. ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА**

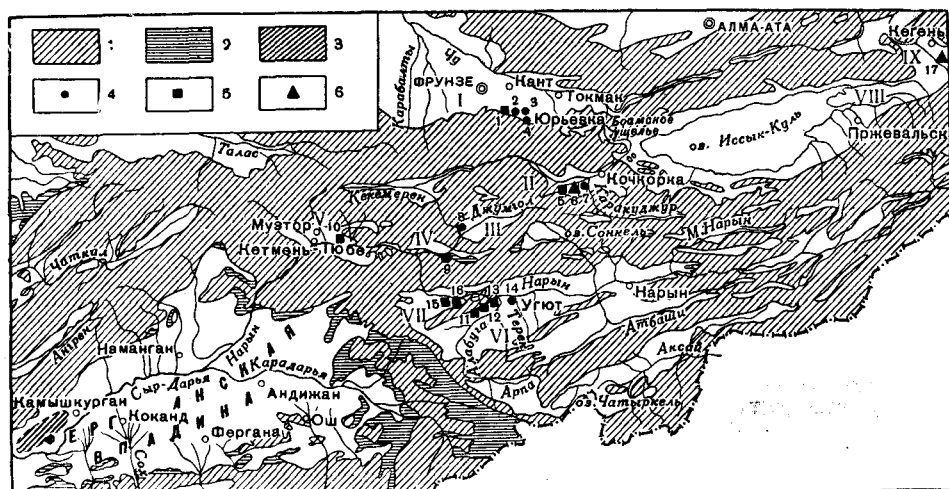
### **1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Галогенные континентальные формации принадлежат к числу редко встречающихся осадочных комплексов, распространение которых к тому же ограничивается самыми последними моментами геологической истории. *In statu nascendi* мы можем наблюдать их в послеледниковое время и в современный геологический момент; на их изучении в значительной мере строится представление о современном галогенезе, изложенное в предыдущем разделе книги. Уже значительно реже они встречаются среди дошедших до нас нижнечетвертичных и неогеновых отложений; интересными представителями их являются соленосные галит-глауберитовые формации межгорных котловин Тянь-Шаня, хорошо описанные недавно В. Н. Щербиной (1952, 1956); их аналоги известны из плиоцена Цайдамской впадины Китая; вероятно, их много и в других районах Азии, Африки и Сев. Америки. Резко уменьшается количество континентальных

галогеиных формаций среди палеогеновых отложений. Что же касается более древних эпох, то континентальные галогеиные формации среди них встречаются лишь как величайшая редкость, в качестве исключения, причем, когда встречаются, они отличаются обычно крошечными размерами (например в  $C_1$  района Джамбула, в  $D_3^2$  Тенизской впадины и пр.). Таким образом, континентальные галогеиные формации представляют собою своего рода геологический раритет, ограниченный к тому же в своем распространении почти исключительно самыми последними моментами геологической истории. Несмотря на свою редкость, однако, этот тип представляет большой теоретический интерес, так как позволяет вскрыть некоторые тонкие и существенные стороны процесса галогеиного формациеобразования, не видные на современном галогеиозе.

## 2. МИОЦЕНОВЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ ГЕНЕЗИС

На территории современного Тянь-Шаня имеется серия то более или менее значительных, то миниатюрных межгорных впадин, выполненных континентальными отложениями неогена и четвертичными; иногда в



Фиг. 145. Соленокпяющие впадины Тянь-Шаня (по Ю. Ф. Левицкому, 1960 г.).

1 — палеозой; 2 — мезозой; 3 — Самгаро-Камышкурганский соленосный район; 4—6 — проявления соляной минерализации с преимущественным значением: глауберита (4), галита и глауберита (5) галита, глауберита и тенардита (6). Межгорные впадины: I — Чуйская. II — Кочкорская. III — Джумгольская, IV — Кокомеренская, V — Кетменьтюбинская, VI — Нарынская. VII — Тогузторуская, VIII — Иссыккульская, IX — Кегенская.

основании разреза сохраняются, видимо, осадки и конца палеогена. Их географическая локализация показана на фиг. 145, а данные о размерах впадин и о мощностях развитых в них галогеиных отложений сведены в табл. 33.

Как видим, длина впадин колеблется обычно от 40—50 до 140—250 км, ширина — от 10 до 30 км.

В то же время мощности выстилающих их континентальных отложений огромны, обычно свыше 1500 м, а иногда и до 4000—5000 м; при этом собственно соленосная (или гипсоносная) формация имеет мощность обычно во многие сотни метров.

В составе галогеиных формаций Тянь-Шаня В. Н. Щербина различает три взаимно связанные фации: терригенную, промежуточную и соленосную.

Размеры межгорных котловин и мощности их галогенных отложений  
(по А. А. Иванову и Ю. Ф. Левицкому, 1960)

| Впадины                 | Длина по большой оси, км | Ширина, км               | Мощность отложений миоцена, м | Мощность галогенных отложений м | Примечания   |
|-------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------------|---------------------------------|--|
| Восточно-Чуйская . . .  | —                        | —                        | 4000—5000                     | >1000                           | Нижние горизонты соленосной свиты не вскрыты               |
| Кочкорская . . . . .    | 40                       | >20                      | >2000                         | Несколько сотен м               | Из-за перемятости мощность галогенной свиты не установлена |
| Джумгольская . . . . .  | 70                       | от 5—10 до 25—30         | —                             | 75                              | —  |
| Кокомеренская . . . . . | 60                       | 100                      | 1500                          | ?<br>Десятки м                  | —  |
| Кетмень-Тюбинская . .   | 50                       | 10—30                    | ?                             | 260                             | —  |
| Нарынская . . . . .     | 250                      | от 10—15 до 55 на западе | >2000                         | 500                             | —  |
| Кегенская . . . . .     | 140                      | от 10—15 до 40—45        | 1500—2000                     | 500                             | —  |
| Илийская . . . . .      | —                        | —                        | до 1500                       | 100                             | —  |

Терригенная фация развита главным образом в периферических, особенно восточных, частях формаций. Ее слагают красноцветные песчано-конгломератовые отложения с подчиненным количеством глинистых пород с известковым, иногда гипсовым цементом. В восточных частях формаций их мощность составляет сотни метров, на других участках периферии — десятки и первые сотни метров. Это отложения *делювиально-пролювиальные, частью речные*. В более внутренних частях формаций на смену им приходят так называемые промежуточные отложения. Это преобладающие глинистые и мергелистые породы зеленатоватого, бурого, коричневатого или розовато-серого цвета с подчиненным количеством песчаников и мелкогалечных конгломератов с известковым цементом. Спорадически встречаются линзы и прослои гипсовых пород и гипсоносных глин, изредка — рассеянная галитовая засоленность; мощность — десятки и сотни метров. *Фациально — это главным образом отложения прибрежно-озерные с включением пачек пролювиальных и дельтовых накоплений.*

Соленосный тип отложений в большинстве случаев развит в центральных и западных частях формаций и формировался на более или менее значительном удалении от областей размыва и сноса, т. е. на значительном удалении от периферии впадин и устьев рек.

Разрез соленосных отложений всегда начинается терригенными (песчанистыми) породами, которые вверх переходят вначале в гипсовые, а затем и в соляные породы; заканчивается разрез всегда горизонтом гипсов. Фациально это отложения озер, притом преимущественно их центральных частей. Изменения петрографического состава разреза отображают зарождение водоема, его постепенное осолощение и затем превращение из засоленного в пресноводный водоем. *По простиранью галогенной формации, а также в направлении от центра ее к периферии, соляные отложения всегда весьма закономерно и постепенно переходят в гипсоносные, а затем в спорадически засоленные гипсоносно-глинистые отложения; последние в свою очередь также постепенно сменяются рассеянно*

гипсоносными, а затем негипсоносными глинистыми и песчано-глинистыми отложениями. Породы соленосно-гипсоносной фации в большинстве случаев имеют зеленоватую, зеленую или зеленовато-серую окраску, но в некоторых котловинах — и красноцветную (особенно гипсоносные, а в Кокомеренской впадине и соленосные); мощность их — сотни метров.

Четыре своеобразные особенности характеризуют вещественный состав галогенных формаций Тянь-Шаня. Одной из них является обилие терригенного материала в составе галогенных пород. Даже в наиболее чистых разновидностях гипсовых и соляных пород содержание кластической примеси колеблется от 1—2 до 10—15%; обычно же она составляет 15—35%, а у глинистых разновидностей свыше 35%, и до 80—95% у рассеянно-засоленных и рассеянно-гипсоносных пород. К этому нужно добавить, что с галогенными накоплениями переслаиваются породы обломочные, обычно глинистые, реже мергельные. Таким образом, галогенная седиментация с миоценовых межгорных котловинах шла на фоне интенсивно протекавшего меланического осадкообразования. «Механические анализы показали, что глинистое вещество солевых и гипсовых пород является очень тонкодисперсным. Фракция меньше 0,01 мм в нем составляет 75—90%, фракция больше 0,1 мм практически отсутствует, так как содержание ее колеблется от 0 до 2—3%; содержание алевритовой фракции (0,1—0,01 мм) колеблется от 1—9 до 23—25%. Таковую же картину дают и механические анализы большинства глинистых пород, переслаивающихся с солевыми и гипсовыми. Среди них, однако, нередко встречаются разновидности, обогащенные алевритовой фракцией (до 40—50%) и обедненные глинистой (30—40%); в этих алевритовых разновидностях содержание фракции больше 0,1 мм увеличивается до 10—12%, причем даже присутствует фракция 0,25—0,50 мм» (Щербина, 1956, стр. 119).

Другой отличительной особенностью континентального галогенеза в Тянь-Шане является изобилие сульфатных минералов. На ранней ступени галогенной седиментации это гипс, позже превращенный частично в ангидрит; при большем осолонении озер — глауберит, тенардит, кое-когда астраханит. Из других соляных минералов представлен практически только галит. По количественным соотношениям сульфатных минералов и галита в галогенных формациях Тянь-Шаня явственно различаются две разности. В одной из них среди солей резко господствуют сульфаты; в этом случае гипсовые накопления периферических частей формации сменяются к центру ее накоплениями глауберитовых и галито-глауберитовых пород; чисто галитовые пласты отсутствуют, либо развиты очень слабо; галит в этой разности играет роль второстепенной примеси. В этой ассоциации нередко встречаются также и тенардитовые накопления. Такого рода ярко выраженные сульфатные соляные формации развиты в Восточно-Чуйской, Кочкорской, Джумгольской, Нарынской впадинах. В галогенных формациях другой разности главенствующую роль играет галит; гипсоносные отложения периферических зон формаций по направлению к центру сменяются галитовыми накоплениями, чистыми или только с примесью глауберита; самостоятельных глауберитовых пластов нет или их очень мало. Интересную особенность этих галитовых галогенных формаций составляет то, что именно к ним приурочены редкие пласты астраханитовых пород, развитые единственно в Кетмень-Тюбинской впадине. Встречаются также накопления тенардита. Галитовый тип континентальных формаций ярко представлен на западе Ферганской котловины, в Кокомеринской, Кегенской, Кетмень-Тюбинской и Тогузтороуской впадинах.

Общей чертой соляных парагенезов обеих разностей галогенных формаций является полное отсутствие сколько-нибудь заметных накоплений калиевых минералов: анализы либо не открывают калия совсем, либо обнаружи-

вают его в тысячных и сотых долях процента. *За редчайшим исключением* (немногие линзы астраханитовых пород в Кетмень-Тюбинской впадине) *в солях континентальных галогенных формаций Тянь-Шаня практически отсутствуют и накопления*  $MgSO_4$ : анализы также либо не обнаруживают этой соли, либо показывают десятые доли процента (не свыше 1,2%).

*Весьма существенной чертой галогенных формаций Тянь-Шаня является обилие в слагающих их породах карбонатного материала.* В негипсоносных и несоленосных глинах содержание карбонатов колеблется от 3—5 до 30%, а порою и выше, до 40—50%, так что наряду с известковистыми глинами встречаются и мергели. В гипсоносных глинах и гипсах карбонаты составляют от <1 до 21—22%; в глауберитовых породах — от 3 до 8%; в галитовых от 0,02 до 10%. «Изучение под микроскопом различных фракций показало, что во фракции меньше 0,005 мм содержание микрозернистых карбонатов является, как правило, незначительным. Преобладающая масса микрозернистых карбонатов концентрируется во фракции 0,05—0,005 мм, во фракции больше 0,05 мм количество карбонатов заметно уменьшено, а во фракции больше 0,1 мм (если она есть) карбонаты практически отсутствуют. Эта общая закономерность прослеживается во всех разновидностях пород; она дает указание на размер зерен микрозернистых карбонатов, которые, таким образом укладываются в пределы 0,05—0,005 мм. Во фракции 0,1—0,05 мм микрозернистые карбонаты обычно представлены комочками с агрегатной поляризацией; это указывает, что в этой фракции карбонаты находятся в виде сростков ряда более мелких зерен. Наоборот, во фракции меньше 0,005 мм, в которой наблюдается небольшое количество диффузно-рассеянных микрозернистых карбонатов, они всегда представлены одиночными зернышками» (Щербина, 1956<sub>1</sub>, стр. 119).

Минералогический состав карбонатного материала изменчив. В красноватых и сероцветных известковых глинах карбонаты представлены кальцитом, манганокальцитом, феррокальцитом и магнезиодоломитом; всегда резко преобладает кальцит, присутствующий от первых единиц процентов до 30—40 и даже 60—70%. Остальные карбонатные минералы встречаются не всегда (особенно доломит), а когда присутствуют, то в очень малых количествах. Среди гипсовых пород четко выделяются две разновидности: с кальцитовым карбонатным материалом, в котором манганокальцит и доломит образуют ничтожные примеси, и с магнезитовым карбонатным компонентом; в этом случае преобладающим микрозернистым карбонатом оказывается магнезит; в переменном, но всегда подчиненном количестве присутствует кальцит, а в небольшом количестве иногда магнезиодоломит и параанкерит. В соляных породах — глауберитовых, тенардитовых, галитовых — резко преобладающим всегда оказывается магнезит; кальцит в этих породах наблюдается далеко не всегда, а когда присутствует, то его количество небольшое; еще меньше содержание параанкерита.

Таким образом, *интереснейшую черту хемогенной седиментации в миоценовых котловинах Тянь-Шаня составляет то обстоятельство, что чисто кальцитовый карбонатный парагенез, типичный для водоема малой минерализации, сменяется на стадии гипсонакопления магнезитовым, удерживающимся до наиболее высоких ступеней осолонения.* Доломитообразование на всех стадиях хемогенного осадкообразования ничтожно, и особого доломитного парагенеза, промежуточного между кальцитовым и магнезитовым, не возникало.

Полноты ради добавим, что спектральными анализами устанавливается постоянное присутствие в глауберитовых породах небольшого количества стронция (сотые и реже первые десятые доли процента). Барий обнаруживается в тысячных долях процента далеко не во всех образцах.

Залегание и соотношения отдельных типов галогенных пород в формациях Тянь-Шаня изучены гораздо хуже их вещественного состава. Современные выходы соленосных пород приурочены, как правило, к антиклинальным структурам внутри котловин, где галогенные отложения участвуют в сложных соляно-тектонических нарушениях и часто потеряли черты первоначальных соотношений. К тому же самые выходы галогенных пород часто весьма ограничены по размерам, укладываясь в немногие километры (до 10—15 км). По обнажениям и буровым скважинам удается все же установить, что соляные породы образуют пласты от 1—1,5 м до многих метров мощности, протягивающиеся во всяком случае на многие сотни метров, а иногда и на 1—1,5 км. Пласты солей отделяются горизонтами гипса, гипсоносных и соленосных глин. Соли разного состава порою многократно появляются и сменяют друг друга в разрезе. До сих пор, однако, не удалось подметить сколько-нибудь правильной макроритмичности в строении формаций. Равным образом в солях, как правило, нет и следа сезонных микроритмов, а также того специфического перистого строения кристаллов, какое столь ярко проявляется в современных галитовых накоплениях. Все эти своеобразные негативные особенности галогенных пород обязаны, по-видимому, их интенсивной перекристаллизации.

Образование галогенных формаций Тянь-Шаня происходило в крупных засоленных бессточных озерах, по-видимому, типа конечных озер р. Чу, расположенных среди равнинных водосборов и испытавших длительное медленное погружение. Минералогический состав солевых фаз и заключенного в них карбонатного материала дает возможность уверенно определить гидрохимический тип этих водоемов. Обилие сульфатных пород указывает на принадлежность озер сульфатному (II) классу. Отсутствие же в составе карбонатов доломита означает, что среди этих сульфатных бассейнов полностью отсутствовали углемагниевого озера (группа IIa) и могли быть только озера углекальциевого типа — IIб и IIв. Учитывая же, что среди карбонатов уже на стадии гипсообразования было массовое накопление магнезита, приходится думать, что озера отличались водой, богатой  $MgSO_4$ , и отвечали, вероятно, арало-каспийской ветви сульфатных водоемов, на что впервые правильно указал В. Н. Щербина (1956). Редкость садки астраханита, вообще говоря, свойственного этой группе бассейна, объясняется, однако, не малым содержанием  $MgSO_4$  в воде, как полагает этот исследователь, а тем, что водоемы лишь очень редко достигали тех соленостей, какие нужны для садки астраханита. Этим же обстоятельством в первую очередь нужно объяснить и отсутствие накопления калиевых солей.

«В этих водоемах,— пишет В. Н. Щербина (1956),— находившихся в обстановке жаркого и сухого климата и питавшихся речными водами, длительное время происходило изохорическое (или близкое к нему) испарение, обусловившее накопление в воде озер значительного количества сульфатных и хлоридных солей Ca, Mg, Na, K и выпадение части этих солей в твердый осадок. Озера имели весьма отчетливую гидрохимическую зональность. Наиболее засоленными являлись участки озер, удаленные от источников питания (устье рек) и от береговой линии; на это указывает, в частности, очень тонкая дисперсность глинистого материала соленосных и гипсоносных отложений. Эти участки характеризовались плохим водообменом с другими частями озер и застойностью своих вод. Плохой водообмен наиболее засоленных участков озер с другими их частями, по-видимому, обуславливался неровностями рельефа дна озер; на это, в частности, указывает С. С. Шульц, анализируя условия образования третичных отложений Кочкорской впадины. По его данным, антиклинальные складки, в которые смяты третичные отложения Кочкорской впадины, были заложены одновременно с формированием третичных

озер и, образуя в этих озерах отмели, отгораживали отдельные участки от остальной площади озер. Периферические части озер, прилегающие к береговой линии озер и расположенные ближе к источникам водного питания, характеризовались меньшей соленостью, и в них формировались гипсоносные отложения. Наиболее опресненными являлись прибрежные части озер и участки, прилегающие к устьям рек, впадавших в озера; здесь отлагались мергелистые, глинистые, песчанистые и конгломератовые несолоносные и негипсоносные породы, синхроничные гипсоносным и соленосным».

Развитие галогенеза шло стадийно. Третичные водоемы вначале были пресными, чему соответствует садка красных и серых глин, более или менее карбонатных. В процессе постепенного осолонения началось образование гипсоносных отложений, продолжавшееся более или менее длительное время. С достижением же минерализации  $>20\%$  началось образование соленосных отложений, содержащих глауберит, галит и иногда тенардит и астраханит.

В одних случаях степень осолонения водоемов длительное время поддерживалась примерно на одном уровне, о чем свидетельствуют мощные толщи, сложенные только соленосными породами (галит-глауберитовые отложения). В других случаях минерализация испытывала периодические и иногда весьма значительные колебания, вследствие чего садка глауберита, галита и тенардита чередовалась с садкой гипса, а иногда отложение солей и вовсе прекращалось. На последнее указывают случаи переслаивания соляных и гипсовых пород глинисто-мергельными, вовсе не засоленными. Закономерности подобного хода изменений пока совсем не изучены.

Закончилось формирование галогенных формаций прогрессивным опреснением озер во всех котловинах, что вызвало вначале смену соляных пород на гипсовые, а затем последних на глинистомергельные с остатками пресноводной фауны.

### 3. К ВОПРОСУ О КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ СОДОВОГО И ХЛОРИДНОГО ТИПОВ

В разделе этой монографии, посвященном современному галогенезу, было показано, что наряду с сульфатными водоемами существуют также содовые и хлоридные с резко отличными по составу солевыми отложениями. На примере галит-глауберитовых формаций Тянь-Шаня мы познакомились с галогенными комплексами, возникшим в водоемах сульфатного типа. Встает вопрос: а нет ли в стратиферии галогенных формаций, сформированных в бассейнах содового и хлоридного типов?

С принципиальной стороны ответ может быть, конечно, только положительным, ибо содовые бассейны заведомо существовали с древнейших времен и были тогда, вероятно, развиты гораздо сильнее, чем сейчас, ибо их субстрат — магматические породы занимали в древности гораздо большие площади на поверхности Земли, чем теперь. Но практически, исключая еще и ныне продолжающие существовать площади послететрвичного содообразования, мы пока не в состоянии указать среди отложений геологического прошлого ни одного сколько-нибудь развитого содового комплекса, который заслуживал бы выделения в самостоятельную галогенную формацию. В лучшем случае мы встречаем либо следы содовых водоемов на ранних ступенях минерализации (см. гл. II, раздел о доломите), либо же ничтожные проявления содового галогенеза, которые не позволяют — по принципам, изложенным в начале главы, — говорить о галогенных содовых формациях. Еще менее знаем мы о формациях хлоридного типа, ибо до сих пор пока не установлена принадлежность ни одного галогенного осадка к водоемам этого гидрохимического типа.

Надо полагать, что этот пробел в наших знаниях обусловлен частью неполнотой геологической летописи, которая как раз в области континентальных отложений «потрепана» наиболее сильно, частью же тем, что даже сохранившиеся континентальные толщи изучены далеко не достаточно и могут скрывать в себе много неожиданного. Вспомним, что галит-глауберитовые формации Тянь-Шаня стали известны лишь в послевоенное время, а галогенные толщи Цайдамской впадины вошли в исследование буквально в последние годы. Едва ли можно сомневаться в том, что дальнейший разворот работ по континентальным отложениям Азии познакомит нас и с галогенными формациями содового и хлоридного типов и, таким образом, весьма многообразная галогенная седиментация современности найдет достаточный эквивалент в разнообразии вещественного состава древних континентальных галогенных формаций.

#### 4. О ПРИЧИНАХ МАЛОЙ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ. УСЛОВИЯ ИХ КАЛИЕНОСТИ

И все же, даже принимая во внимание неполноту геологической летописи и слабую изученность континентальных формаций, приходится считать установленными два кардинальных факта: а) *весьма малую распространенность континентальных галогенных накоплений среди отложений геологического прошлого*; б) *обычно наблюдающуюся неполноту галогенного процесса, выражающуюся в том, что галогенез почти всегда обрывается на стадии садки галита при полном отсутствии накоплений калия*; последние представляют собою величайшую редкость и пока что констатированы лишь в Цайдамской впадине.

Встает вопрос о причинах этих двух особенностей континентального галогенеза.

Причина большой редкости внутриконтинентальных галогенных формаций была указана В. Н. Щербиной (1956). Чтобы накопилась значительная толща галогенных осадков, начиная со средних и до высоких соленостей, необходимо длительное сохранение бассейном постоянного объема его водной массы, а также длительное прогибание его дна. Первое условие требует, чтобы испарение с поверхности бассейна отвечало массе ежегодно поступающей в него воды, либо лишь слегка ее превосходило, т. е. чтобы испарительный процесс протекал изохорически или *очень близко к нему*. Когда это условие не соблюдалось и испарение становилось значительно большим притока воды, бассейн быстро высыхал и на его месте сформировывался лишь ничтожный пластик солей; галогенной формации не возникало, в лучшем случае образовывался маломощный галогенный член терригенно-карбонатной формации. В случаях же, когда приток речных вод в водоем превышал годичное испарение, озерный бассейн опреснялся и галогенная седиментация в нем вовсе прекращалась. Отрицательно действовал также тектонический режим, когда он бывал чересчур вялым. Если погружения дна бассейна были очень медленны, осадок выполнял озорную котловину, вода выступала из его берегов, разливаясь на большой площади очень тонким слоем. Это обстоятельство сейчас же усиливало испарительный процесс; требование изохорического испарения нарушалось, образование галогенной формации прекращалось. Таким образом, *возникновение континентальных галогенных формаций требовало сочетания изохорического испарения или близкого к нему с достаточно активным тектоническим режимом, способным поддерживать котловину даже тогда, когда галогенез становился быстрым*. Но изохорическое испарение, взятое само по себе, как всякий специфический процесс, не могло быть явлением частым и широко распространенным в природе; сочетание же с нужным тектоническим режимом делало его особенно редким. Вот



почему континентальные галогенные формации по самим условиям и процессам их возникновения могли быть лишь образованиями редкими, скорей исключением, чем правилом в аридном литогенезе.

Что касается неполноты континентального галогенеза, в частности — отсутствия в нем, как правило, накопления калийных солей, то эта характерная черта вытекает из специфики питания озерных водоемов солевым материалом. Питание это происходило целиком за счет речного стока, в котором, как известно, содержание калиевых солей всегда ничтожно. Весьма мало было оно и в воде тех исходных бассейнов, осолонение которых порождало галогенные формации. Чтобы в составе последних появились даже маленькие линзы и горизонты калийных солей, вроде тех, какие известны из озер Цайдамской впадины, необходимо, чтобы в озерных впадинах испарились колоссальные количества подтекавшей пресной воды. Это условие требует не только длительного существования озерных бассейнов, но и их огромных размеров, ибо при приблизительно изохорическом испарении объем испарившейся воды, а стало быть и подтекавшей, пропорционален площади водного зеркала бассейна. Отсюда следует, что лишь огромные по размерам внутриконтинентальные озерные водоемы имеют шансы на полное развитие галогенного процесса, завершающееся садкой калийных солей; водоемы же средние, а тем более ничтожные, самими размерами своими, так сказать, обрекаются на галогенез неполный, в лучшем случае доходящий до стадии садки галита. Исключения составляют лишь озера, питающиеся водой с резко повышенным содержанием калия; но среди пресных вод континента такие богатые калием воды представляют исключительную редкость.

Итак, большая редкость континентальных галогенных формаций и неполнота развития в них галогенного процесса — явления отнюдь не случайные, но строго закономерные. Они коренятся в жесткости, а стало быть, и в редкой реализации тех условий, при которых возможно длительное и завершённое развитие континентального галогенеза.

С этой точки зрения развитие галогенных морских формаций находится в условиях существенно облегченных. Изохорическое испарение или близкое к нему здесь осуществляется с чрезвычайной легкостью через связь осолоняющегося бассейна с открытым морем. Полное развитие галогенеза и, в частности, появление калийных накоплений облегчено резко повышенным (в сотни и тысячи раз) содержанием К и Mg в морской воде.

Вот почему среди галогенных формаций геологического прошлого мы имеем дело практически лишь с морскими, а не континентальными типами, а сам галогенез в них достаточно часто доходит до своего логического конца. Но в разных конкретных фациальных обстановках все же он протекает весьма индивидуально, своеобразно, что и приводит к значительному разнообразию фациальных типов морского галогенеза, ниже детально описываемого.

### III. ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЛАГУННОГО ТИПА, ИХ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

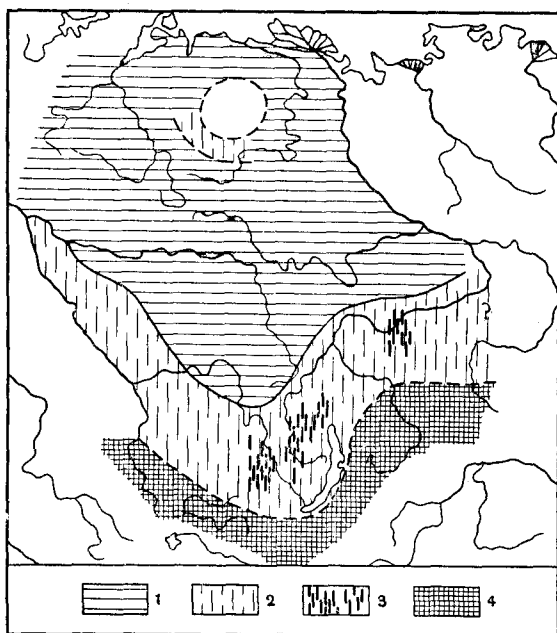
*Лагунными формациями я называю комплексы, возникшие в осолоненных лагунных водоемах, т. е. в ограниченных по размерам заливах, отделенных от моря намывными косами или пересыпями.* В ходе развития лагуны ее морфология и связь с морем значительно варьируют. В начальной стадии лагуны сообщаются с морем проливами, позже пересыпи полностью изолируют лагуну от открытого моря, а дополнительные косы внутри самой лагуны расчленяют ее на некоторое количество приморских озер; с заполнением их осадками заканчивается и история лагуны. Лагунные формации принадлежат к числу наиболее распространенных галогенных

комплексов, причем характеризуются достаточно выраженными типовыми особенностями.

Рассмотрим вначале несколько конкретных их примеров.

### 1. ВЕРХОЛЕНСКАЯ ФОРМАЦИЯ $Cm_3$ И ЕЕ АНАЛОГИ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Верхоленская формация залегает широкой лентой вдоль южного края Сибирской платформы на огромном пространстве от низовьев Нижней Тунгуски к Иркутскому амфитеатру и отсюда к низовьям р. Олекмы (фиг. 146). Ширина ленты колеблется от 200 до 300 км, длина достигает



Фиг. 146. Распространение Верхоленской формации.

1 — отложения нормального моря; 2 — галогенная лагунная формация; 3 — районы усиленного развития гипсов; 4 —суша.

2000 км, мощность от 20 до 100 м. На всей своей территории галогенная формация залегает на размытой поверхности нижнего кембрия и представляет собою, таким образом, толщу, возникшую в ходе трансгрессии морских вод. Стратиграфически она принадлежит верхоленской свите, образуя ее нижнюю часть. Породы, вмещающие галогенные образования, представлены разнообразными, преимущественно красноцветными, аргиллитами, мергелями, глинами, песчаниками, иногда доломитами. Галогенные отложения образованы гипсами, приуроченными в одних случаях непосредственно к основанию формации, в других — к несколько более высокому уровню, отделяясь от подошвы пачкой терригенных пород, мощностью 20—30 м и выше (до 95 м); в некоторых случаях встречаются оба галогенных горизонта. Проявления галогенной седиментации известны практически на всей площади формации, но то выражены весьма слабо в виде загипсованности терригенных пород или тонких и тончайших прослоек и прожилков гипсов, то очень ярко, образуя горизонты гипсов в метры и даже немногие десятки метров мощностью. Повышенная

гипсоносность наблюдается в Иркутском амфитеатре (Тыреть — Балаганский район, верховья рр. Лены и Киренги) и в крайней северо-восточной части формации (Олекминско-Чарский район); пониженная гипсоносность — на промежуточных участках. Гипсоносные толщи и пачки в районах повышенного гипсонакопления распространяются на десятки и сотни квадратных километров, но, как правило, имеют ограниченные или небольшие мощности, не превышающие обычно 20—30 м. Гипсы при этом залегают в виде пластово-линзообразных залежей, линз, гнезд, прослоев, мощности которых колеблются от долей метра до нескольких метров, в лучшем случае достигая 10—15 м и совсем редко 25—30 м. Гипсы обычно содержат примесь песчаного и глинистого материала, а также чередуются с прослоями песчаников, алевролитов, глин. Отмечены неоднократно случаи фациального перехода гипсов в загипсованные, а затем и чистые доломиты, загипсованные и чистые глины, алевролиты. В породах, вмещающих гипсы, широко распространены волноприбойные знаки, косая слоистость, следы ряби волнения и заполнения трещин усыхания, глиптоморфозы и другие признаки крайнего мелководья. Фаунистические остатки отсутствуют, обнаружены лишь редкие водоросли. Крупных размывов нет.

Ландшафтно-тектонические условия возникновения верхоленской формации могут быть воспроизведены пока в общих чертах. Область осадконакопления на юге прилежала к приподнятому участку, который и поставлял обломочный материал, слагающий формацию. На севере располагалось открытое хотя и мелководное море; площадь же образования формации представляла собою обширную, едва приподнятую над уровнем воды равнину, наклоненную к морю; другим своим концом эта равнина примыкала к более или менее возвышенному континенту. Равнина отличалась большой плоскостностью и малой амплитудой колебаний рельефа, но все же не была абсолютно ровной. Западины рельефа были заняты морской водой, поднятия играли роль водоразделов или же были подводными отмелями между водными массивами. Как всегда при плоском рельефе, очертания водных языков отличались чрезвычайной прихотливостью, часто ветвистостью, а сами бассейны — очень малой глубиной, в доли метра и в немногие метры. Лагуны в одних случаях отгораживались от моря барами и пересыпями, в других — открыто сообщались с ним. Перед лагунами нередко располагалось, вероятно, не открытое море, а островная полоса, где мелкие и крупные участки суши были расположены довольно густо, а проливы между ними были то сравнительно широкими, то узкими. Современный Сиваш, заливы Анапского полуострова, восточное побережье Аральского моря дают живой образ верхоленского лагунового ландшафта.

Даже в условиях засушливого климата с поднятий, к которым примыкала равнина, поступало некоторое количество воды, приносившей с собою обломочный материал, обычно достаточно тонкий, который осаждался на приморской равнине, давая начало красноцветным (или пестроцветным) отложениям, вмещающим галогенные отложения. Крайнее мелководье, наличие баров и пересыпей в одних случаях, островной зоны перед лиманами — в других, обуславливали затрудненный водообмен с открытым морем. Усиленное испарение навсквозь прогреваемых лагун и межостровных заливов вызывало непрерывный ток воды из открытого моря в лагуны. Последние уподоблялись испарительным чашам, непрерывно и автоматически пополняемым за счет моря, а в некоторых случаях отчасти и за счет воды, поступавшей с водоразделов. Это неизбежно создавало осолонение лагун и межостровных массивов воды и галогенное их осадконакопление. Полнота и интенсивность его, однако, сильно ограничивались двумя обстоятельствами. Одним было то, что отдельным лагунам не отвечала какая-либо своя тектоническая депрессия, длительно жившая обо-

собленной тектонической жизнью и способная к значительным прогибаниям. И лагуны, и межостровные депрессии возникали экзогенным путем — действием прибрежных волнений и течений, перераспределявших обломочный материал и то создававших пересыпи, то уничтожавших их. Именно это и обуславливало большую мелководность лагунных бассейнов, ибо максимальная глубина лагун, как было показано во II части, равна в общем удвоенной высоте морских волн. Вторым важным обстоятельством была вялость тектонического режима, большая медленность и малая амплитуда эпейрогенических движений. Это приводило к тому, что уже очень скоро после начала садки гипсов скорость седиментации резко опережала скорость общего прогибания наклонной равнины. Осадки быстро заполняли лагуны и межостровные депрессии, и седиментация прекращалась еще на сульфатной стадии, не переходя в хлоридную. Так, тектонический режим резко ограничивал полноту галогенеза, обрывая его на начальной ступени развития — гипсообразовании.

Но тектонический режим влиял на осадконакопление наклонной к морю равнины еще и другим путем. Дело в том, что плоский рельеф равнины был исключительно чуток к движениям земной коры. Даже мельчайшие по амплитуде (1—2 м) локальные подвижки вызывали то усиление связей с морем, то обрыв их, а иногда и перелив воды из одних депрессий во вновь образовавшиеся и обсыхание прежних.

*Все это обусловило большую пестроту сложения лагунной галогенной формации, в частности — частое переслаивание гипсовых пород с глинами, их расчленение вклинивающимися пластами терригенных пород на более тонкие пласты и т. д. Эти черты верхоленской лагунной формации создали представление об исключительно большой изменчивости физико-географических условий в пределах породившего ее ландшафта. В действительности же изменчивость эта имела своей основой не особенно интенсивную деятельность разных физико-географических агентов, а исключительную чувствительность к воздействию этих агентов плоской прибрежной равнины с ее микрорельефом.*

Отметим еще две особенности процессов, протекавших на этой равнине. Сочетание очень слабого расчленения водораздельных участков между лагунами с аридным климатом приводило к тому, что эрозионные процессы на положительных элементах рельефа практически отсутствовали. Отсюда — отсутствие внутриформационных поверхностей размыва и в лучшем случае их крайняя редкость; *меняющаяся в пространстве и во времени седиментация протекала без перераспределения только что отложенных осадков. Вместе с тем на поперечном — по отношению к берегу — профиле через формацию переходы от континентальных отложений краевой зоны к собственно лагунной и от последней к нормально морской осуществлялись совершенно постепенно и нечувствительно.*

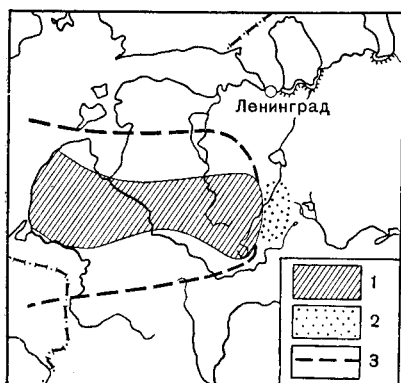
Создается впечатление об отсутствии отгораживания лагун от открытого моря, хотя реально такое отгораживание и изоляция существовали и были достаточно выражены. Исключительная плоскостность приморской равнины, на которой возникла в геологическом прошлом верхоленская лагунная формация, уничтожила морфологические признаки отгораживания; они, как и признаки береговой линии у лагун, маскировались, как бы исчезали. Это обстоятельство делает пока практически невозможной достоверную реконструкцию очертаний и местоположения отдельных лагун и межостровных водных участков на площади возникновения лагунной формации.

Тот же тип лагунной галогенной формации продолжал развиваться на Сибирской платформе в ордовике и в силуре, непрерывно меняя свое местоположение и образуя по крайней мере три однотипные, но различно расположенные формации (Никифорова, 1955). Первая, возникшая в конце нижнего и начале среднего ордовика, протягивается широкой полосой

вдоль южного края Анабарского массива, простираясь от бассейна р. Мойеро к нижнему течению р. Вилюя. Во многих местах здесь (р. Мойеро, р. Маркоко, среднее течение р. Вилюя) встречены гипсы, порою мощные. Вторая лагунная формация, возникшая в середине и конце ордовика, локализуется в среднем течении Вилюя, давая отсюда языки к Анабарскому массиву и к среднему течению р. Лены. Третья того же типа формация возникла в конце ордовика на том же приблизительно месте, что и вторая, но отделена от нее толщей морских пород. Судя по немногим имеющимся в литературе данным (главным образом О. И. Никифоровой), петрографический состав всех этих формаций близко напоминает состав верхоленской формации. Из собственно галогенных отложений здесь представлены лишь гипсы; признаков каменной соли, а тем более калийных накоплений нет. Единственным отличием ордовикско-силурийских лагунных формаций от верхоленской является наличие в обломочных породах остатков фауны, чаще всего эвриптерид, реже брахиопод и даже кораллов; это свидетельствует о более сложном фациальном составе ордовикско-силурийских лагунных формаций и, в частности, о наличии в них прослоев нормально-морских отложений.

## 2. ЛАГУННАЯ ФОРМАЦИЯ $D_3^1$ ГЛАВНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ

Лагунные формации кембрия и силура Сибирской платформы отличаются своими огромными размерами. Наряду с ними в стратисфере присутствуют того же типа комплексы гораздо меньшие, вплоть до совсем небольших и ничтожных. Одним из



Фиг. 147. Лагунная формация среднешелонского времени.

1 — лагунная формация; 2 — континентальные отложения; 3 — предполагаемая граница формации до размыва.

примеров небольших лагунных формаций является галогенный комплекс в средней части шелонских слоев Главного девонского поля (фиг. 147). Он располагается почти в широтном направлении от меридиана г. Порхова на востоке до Балтийского побережья на западе; к востоку от г. Порхова лагунная формация замещается континентальными песчано-глинистыми отложениями. Тектонически она отвечает осевой части Прибалтийской синеклизы, переходя из нее на востоке на осевую часть Полесского выступа. В соответствии с такой тектонической ситуацией закономерно изменяются мощности как шелонского горизонта в целом, так и галогенной формации. Так, мощность шелонских слоев в Порхове 16 м, на р. Кудебе 13 м, в Изборске 15—17 м, в Плавиянсе 12 м, в Болдоне 20 м, в Риге 11 м, в Яунелгаве 25 м, в Се-

верной Литве 40 м. Мощность галогенной формации в Порхове всего 1,5—1,8 м, к юго-западу от него 0,7—2,8 м, в 30 км к юго-востоку от Риги (с. Балдож) 5—12 м, в северной части Латвии (с. Биржай) 3,2—6,3 м. Таким образом, в целом это весьма маломощная формация.

Характерным признаком ее является непостоянство литологического состава как в разрезе, так и в плане, а также неполнота галогенного процесса, давшего лишь гипсовые накопления. Слои и линзы гипса различной мощности чередуются в формации с прослоями глин, мергелей, доломитовых мергелей и доломитов, причем все эти породы залегают линзообразно и сменяют друг друга на коротком расстоянии. Гипсовые

пачки и слои, по Р. Ф. Геккеру (1934), распределяются в разрезе и плане локально, прерывисто, образуя пластово-линзообразные тела с площадью от нескольких квадратных километров до ограниченного размера линз и гнезд. Залежи гипса сменяются загипсованными доломитами и глинами. Но в целом ряде пунктов, находящихся между гипсоносными площадями, в составе галогенной формации не отмечается даже незначительных гипсопроявлений. Для участков же, где гипсы развиты, характерно сложное строение гипсовых пластов; примером может служить разрез в Биржайском районе, где гипсовый пласт имеет следующее строение (снизу вверх): 1 — гипс, 0,5—2,3 м; 2 — доломит, в некоторых слоях загипсованный, с прослоями гипса, 1,5—1,8 м; 3 — гипс, внизу с прослоями доломита, 0,7—1,0 м; 4 — доломит с незначительными прослоями гипса, сверху мергель серый, 0,5—1,2 м (Иванов, 1960).

Современное распространение шелонской формации определяется в значительной степени ее последующим размывом. В эпоху образования ее ширина на меридиональном сечении была, вероятно, гораздо большей, чем сейчас. В целом формация возникла на незначительной по размерам наклонной к морю равнине, которая оконтуривала северный, восточный и южный края Прибалтийской синеклизы, переходя частично и на прилегающие участки выступов. Палеогеографическая ситуация полностью отвечает схеме, изложенной на примере верхолонской формации, и едва ли требует дальнейших разъяснений. Подчеркнем лишь кратковременность эпохи накопления формации и начальную ступень развития породившего ее галогенного процесса. В общей истории франского бассейна Европейской части СССР она отвечает моменту регрессии.

### 3. НЕКОТОРЫЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Окидывая общим взглядом лагунные формации, приходится признать, что по характеру своему они близко напоминают эпейрогенные и аралические формации гумидных зон. Роднят их сходные ландшафтно-тектонические условия: в обоих случаях осадконакопление шло на наклонной к морю равнине, весьма плоской, но примыкавшей верхним своим концом к более расчлененному континенту; в обоих случаях переход от суши к морю был постепенный, и границы формации с морскими комплексами расплывчаты; в обоих случаях тектонические движения были едва уловимы, и циклическое строение, охватывающее всю формацию и создаваемое ритмом тектонических движений, отсутствует. Сложение формации в обоих случаях оказывается пестрым. Кажется, что только разная окраска отложений — серая в гумидных зонах, красная в аридных, да замещение углей гипсами, а углистых сланцев карбонатными и обломочными породами с рассеянной сульфатизацией, являются главными, климатически обусловленными отличиями. На этом примере с ясностью видно, что один и тот же тип ландшафта и отвечавшего ему тектонического режима, развиваясь в разных климатических поясах, давал резко разные по петрографическому составу формации.

В табл. 34 собраны главнейшие данные о стратиграфической приуроченности галогенных формаций лагунного типа, их размещении по основным структурным элементам земной коры и нахождениях в их составе гипсов и каменной соли. Из рассмотрения данных вытекает, что формации лагунного типа распространены практически на всех стратиграфических уровнях от кембрия доныне; в этом отношении они являются наиболее устойчивым историко-геологическим типом галогенных формаций вообще. Вместе с тем им свойствен и широкий диапазон тектонических условий возникновения, поскольку они формировались и в геосинклинальных зонах на стадии их нормального режима, и в передовых прогибах, и в межгорных котловинах, и, наконец, на платформах. Но все же

## Стратиграфическое размещение лагунных галогенных формаций

| Геологический возраст | Платформы, древние и молодые | Геосинклинали                 |                     | Местонахождение формаций  |
|-----------------------|------------------------------|-------------------------------|---------------------|---|
|                       |                              | на станции нормального режима | на стадии замыкания |   |
| Ng                    | ●2 ●3 ■4                     |                               | ■1                  | 1 — Сицилия; 2 — Алжир; 3 — Тунис; 4 — Египет   |
| Pg                    | ●1 ●2 ●3 ●4 ●5               |                               | ●3                  | 1 — Флорида; 2 — Индия; 3 — Калифорния; 4,5 — Средняя Азия  |
| Cr                    | ●1 ●2 ●3                     |                               |                     | 1 — Тауркыр; 2 — Куба-даг; 3 — Кугытанг-тау   |
| J                     | ●2 ●3                        | ●1 ●4 ●5 ●6<br>●7 ●8 ●9       |                     | 1 — Карпаты; 2 — Молдавия; 3 — Донбасс; 4 — сев. склон Кавказа; 5 — южн. склон Кавказа; 6 — Малый Кавказ; 7 — Куба-даг; 8 — Балханы; 9 — Констанг |
| T                     | ●1 ●2 ●3 ●9                  | ●5 ●7 ●8<br>4●                |                     | 1 — 3 — Китай; 4 — Алжир; 5 — Италия; 6 — Балеарские о-ва; 7,8 — Югославия; 9 — Англия  |
| P                     |                              |                               | ●1                  | 1 — Джекказган  |
| C                     | ●1 ●2 ●3 ●4<br>●5 ●6 ●7      |                               |                     | 1 — 4 — разные районы Русской платформы; 5 — Сарасуйские купола; 6 — Бедпакдала; 7 — Джамбул  |
| D                     | ●1 ●3 ●4 ●5                  | ●2                            |                     | 1 — Тенизская впадина; 2 — Кузнецкая котловина; 3 — Минусинская котловина; 4 — Тувинская котловина; 5 — Шелонская формация                        |
| S + O                 | ●2 ●3 ●4 ●5                  | ●1                            |                     | 1 — Виллистонский бассейн; Сибирская платформа; 2 — нижн. ордовик; 3 — средн. ордовик; 4 — верхн. ордовик; 5 — силур                              |
| Sm                    | ●1                           |                               |                     | 1 — верхоленская формация   |

● — гипсы; ■ — галититы

главной областью их развития являются платформы и, в частности, склоны выступов и синеклиз, частью и центральные области последних. В геосинклинальных зонах они локализируются частью в краевых их частях, на границе с платформами, частью на внутригеосинклинальных консолидированных древних ядрах. Что касается динамического режима площади осадконакопления, то галогенные формации лагунного типа почти одинаково охотно возникали как на фоне погружений и трансгрессий моря, так и на фоне поднятий — регрессий.

Характерной особенностью лагунных формаций является остановка галогенного процесса, как правило, на самой начальной его фазе — возникновении сульфатов, гипса. Лишь крайне редко дело доходило до садки  $\text{NaCl}$  и никогда — до садки калийных солей. Основная причина этого заключается в вялом тектоническом режиме, который, как мы видели, приводил к быстрому заполнению бассейна гипсом и обрыву галогенной седиментации.

Несмотря на широкую распространенность галогенных формаций во времени и в пространстве, масса сконцентрированных в них гипсов, не говоря уже о галите, ничтожно мала и не идет ни в какое сравнение с теми колоссальными их массами, какие типичны для других описываемых ниже типов галогенных формаций.

#### **IV. ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ, ВОЗНИКШИЕ В КРУПНЫХ ЗАЛИВАХ ЗАКРЫТОГО ТИПА**

Вторую группу морских галогенных формаций образуют накопления, возникшие в больших обособленных от моря заливах, занимавших каждый крупную тектоническую депрессию, жившую в процессе осадконакопления активной тектонической жизнью. Именно эта приуроченность к обособленным синклинальным депрессиям и отличает формации описываемой группы от формаций группы лагунной, которые возникли на плоских, односторонне наклоненных к морю равнинах, живших сравнительно мало активной тектонической жизнью. Конкретные условия возникновения формаций заливного типа отличались чрезвычайной изменчивостью по самым различным направлениям, так что сами формации образуют длинный фациальный ряд, пожалуй, наиболее обширный сравнительно с другими фациальными типами галогенных формаций.

По морфологии и внутреннему строению отчетливо выделяются два ряда галогенных заливных формаций, один из которых можно назвать карабогазским, так как отложившие их заливы близко напоминали современный Кара-Богаз-Гол, другой же — виррильским, так как материнские для них заливы как бы имитировали современный Бокано-де-Виррилла (южн. Америка).

#### **1. РАННЕЖИВЕТСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ НА ТЕРРИТОРИИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ**

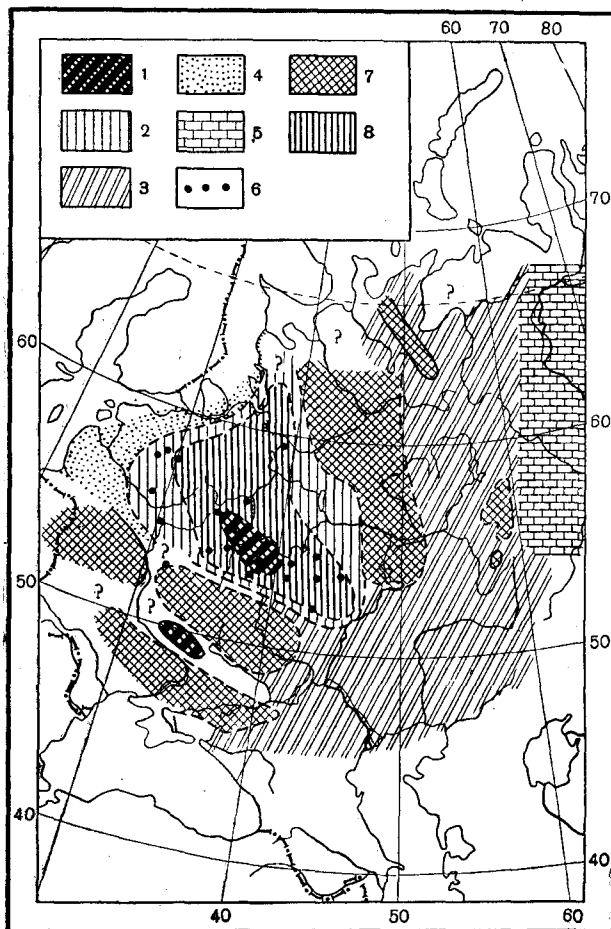
Хорошим примером заливной формации карабогазского типа является карбонатно-сульфатный раннеживетский комплекс Московской синеклизы.

Чтобы понять его состав и генезис, необходимо кратко коснуться тогдашнего тектонического строения этой синеклизы (фиг. 148).

В структуре платформы к среднему девону уже были намечены: крупный Воронежский выступ кристаллического фундамента, окаймлявший Московскую синеклизу с юга и юго-запада; столь же крупный и высокий Волго-Камский выступ, ограничивавший платформу с востока и северо-востока; гораздо менее приподнятые Балтийский щит и Центральный Белорусский массив.



Всеми этими поднятиями, создававшими положительные элементы рельефа, обрисовывалась обширная тектоническая впадина — Московская синеклиза, открытая на юго-восток; разница высот между приподнятыми выступами и опущенной центральной частью впадины измерялась по М. М. Толстихиной (1952), величинами порядка 1000 м. На фоне такого макрорельефа существовали более мелкие колебания высот, достигавшие, например, на Воронежском массиве величин в 50—70 м.



Фиг. 148. Условия образования сульфатно-карбонатного комплекса  $D_2^2$  Русской платформы.

- 1 — соленосные отложения; 2 — карбонатные отложения разных мощностей; 3 — переслаивание обломочных и карбонатных морских отложений; 4 — обломочные континентально-лагунные отложения; 5 — карбонатные морские отложения; 6 — скважины, вскрывшие сульфатно-карбонатный комплекс; 7 — участки суши среди платформенного моря; 8 — карбонатно-гипсовые лагунные отложения.

Отложению галогенной формации предшествовало возникновение терригенного песчано-алеврито-глинистого комплекса с характерным распределением отложений. На сводовых частях выступов фундамента (Воронежский массив, Волго-Камский погребенный массив), а также на верхней части их склонов отложения этой первой фазы отсутствуют совершенно (разрезы Воронежа, Павловска, Барановки, Сызрани, Марьи-

на Посада и др.), либо развиты спорадически и ничтожны по мощности (Старая Русса, Веймарн и Валдай); вероятно, выступы были в то время преимущественно областями размыва и сноса обломочного материала. На склонах выступов формировались песчаные отложения малой мощности, нередко красноцветные; на большей же части синеклизы наряду с песчаными отлагались также и глинистые образования, иногда с редкими прослоями карбонатных глин и засоленных пород (Барятин, Плавск); их мощность достигает порою 40 м. В наиболее глубоких частях впадины отложения представлены преимущественно глинами, хотя прослой песчаных пород встречаются и здесь; в частности, между южным склоном Балтийского щита и северным склоном Центрального Белорусского массива песчаная (по преимуществу) толща измеряется десятками метров. По фациальному типу все эти породы в подавляющей своей массе являются континентальными отложениями — делювиальными, аллювиальными и озерными. Но среди них встречаются и отложения солончатых вод, что доказывается наличием иногда многочисленных остатков рыб, лингул и эстерий; характерны карликовые формы последних и сильно утоненные створки раковин. Эти солончатые отложения наиболее распространены в центральной части синеклизы в районе Тулы, Калуги. По описанию Е. Г. Буровой (1956), «все эти породы в различной степени пронизаны каменной солью и заметно пиритизированы»; поскольку, однако, в них сохраняются перечисленные выше органические остатки, галит следует рассматривать в качестве эпигенетического наложенного признака, возникшего на стадии катагенеза. В общем уже в самом начале раннеживетского времени на территорию Московской синеклизы проникли с юго-востока, через Рязано-Пачелмский прогиб, морские воды, давшие небольшие лагунного типа заливы, несколько осолоненные, но в такой степени, что в них еще обитали эвригалинные формы — рыбы лингулы, эстерии.

В следующую фазу живетского осадкообразования на площади Московской синеклизы формируется широко развитый сульфатный комплекс (фиг. 148). В центральной ее части, охватывающей ареал около 300 км в длину и 25—75 км в ширину (Иванов, 1960), мощности комплекса максимальные, свыше 50 м, обычно 75—84 м; здесь же встречаются пласты каменной соли. Во все стороны от этого ареала мощность комплекса постепенно, но довольно быстро, убывает с 50 до 20 м; при этом каменная соль из разреза исчезает, и комплекс слагается только чередованием пластов гипсов (ангидритов) и доломитов. В крайней периферической зоне своего развития сульфатный комплекс постепенно сходит на нет. Одновременно происходят изменения другого характера. На площади своего максимального развития сульфатный комплекс (Серпухов, Тула, Зубцов, Боровск) отличается удивительной чистотой от обломочного материала и слагается только хомогенными отложениями. В некотором отдалении от этой области (Редькино, Калуга, Плавск) в составе комплекса отмечается загрязненность обломочным материалом, появляются тонкие и относительно редкие прослой глины и алевролитов. По окраинам московской впадины (Балахна, Горький, Костюкевичи, Валдай, Порхов, Старая Русса) в разрезе уже преобладают глины, мергели, доломиты, иногда песчаники, «Местами, — по М. М. Толстихиной, — этим породам (Ленинградская область) свойственны наличие следов усыхания на поверхности отдельных пластов, метаморфозы по каменной соли, пестрая, нередко красноцветная окраска пород и т. д. Вместе с тем по крайней западной окраине описываемой территории, в разрезах Ленинградской области и северо-восточной Белоруссии (Дрисса, Городок), появляются прослой и пачки красноцветных и сероцветных, нередко косослоистых песчаников, которые следует рассматривать как континентальные отложения, в своем формировании связанные с текучими водами». «На крупных выступах платформы

(Воронежский массив, Волго-Камский массив) отложения второго этапа живецкого осадконакопления отсутствуют совершенно. Мы не знаем здесь таких отложений, которые можно было бы рассматривать как стратиграфический аналог этого осадочного комплекса. Следует допустить, что в областях крупных выступов додевонской поверхности платформы отложения осадочных толщ в это время не происходило, и эти области, как и в более ранние этапы развития территории в девоне, оставались областями размыва и сноса» (Толстихина, 1952, стр. 85).

Описанные изменения мощностей и состава сульфатного комплекса делают несомненным, что отложивший его соляный бассейн непрерывно увеличивал свои размеры. Начав существование в центральной части Московской синеклизы на относительно ограниченной площади (Плавск, Серпухов, Тула, Бобровск, Зубцов), он постепенно захватывал все новые территории впадины, забираясь и на склоны выступов, но не перекрывая их сводовых частей. Мы имеем дело с нечасто наблюдаемой трансгрессией *избыточно соленого морского бассейна*. При этом происходило одновременно рассолонение его воды, сказавшееся в характерной смене пород в вертикальном разрезе, особенно наглядно выступающей в центральной части комплекса. Так, в районе тульских скважин, по Е. Г. Буровой, в составе комплекса различаются две пачки: а) карбонатно-сульфатно-галитовая, сложенная каменной солью с тонкими пропластками ангидрита и доломита, часто глинистого; б) сульфатно-карбонатная, представленная доломитами с подчиненным развитием гипсов; сульфаты кверху пачки постепенно вытесняются доломитами (1956, стр. 41). Выше следуют глинисто-карбонатные отложения, в которых доломиты при передвижении вверх по разрезу во все большей мере вытесняются известняками. Аналогичные изменения прослеживаются повсеместно в других скважинах. «Отложения наровских слоев ( $D_2^2$ ), — пишут Р. М. Пистрак и В. А. Сытова (1951, стр. 55), — характеризуются чрезвычайной выдержанностью литологического состава, отчетливо подразделяясь на две части. Нижняя часть всегда сложена ангидритами, гипсами и доломитами. Верхняя обычно состоит из известняков, доломитов и мергелей и содержит фауну кораллов, брахиопод и остракод». Постепенное рассолонение огромного рапного водоема от начальных моментов его существования к заключительным, т. е. по мере его трансгрессии, совершенно несомненно.

Интересную черту хомогенной седиментации в раннеживецком рапном заливе Московской синеклизы составляет резко выраженное циклическое строение сульфатно-карбонатного комплекса.

Оно наблюдается прежде всего в нижней соленосной пачке и заключается в смене собственно галитовых прослоев ангидритовыми и доломитовыми. «Судя по поднятому керну, — пишет Е. Г. Бурова (1956, стр. 41), — каменная соль образует прослой мощностью от нескольких миллиметров до 35—40 см, разделенные пропластками ангидрита и доломита, мощность которых обычно колеблется от единиц миллиметров до 15—18 см и очень редко больше». За пределами отложения соли во всех разрезах комплекса отмечается чередование карбонатных и сульфатных пород слоями разной мощности, складывающимися в седиментационные циклы. К сожалению, выдержанность таких циклов на площади остается не выясненной.

Итак, сульфатно-карбонатная формация Московской синеклизы возникла в огромном и прогрессивно увеличивавшемся заливе, связанном с открытым морем относительно нешироким проливом. Длина залива по большей оси ~1800 км, по меньшей 1000 км. Соединительный пролив помещался в области Рязано-Саратовского прогиба; наличие пролива документировается разрезами Мосолова, Морсова и Пачелмы. «В районе Мосолова, территориально наиболее близком к Москве, — пишет М. М. Толстихина, — сохраняются все литологические и фациальные особенности

московского разреза, что свидетельствует об общности условий отложения толщ, происходившего, по-видимому, в едином бассейне. В районе Морсова, расположенном, так же как и Мосолово, в осевой зоне Рязано-Саратовского прогиба, но несколько юго-восточнее, наблюдается уменьшение мощности галогенных отложений, а еще далее к юго-востоку, между Пачелмой и Сердобском, чисто галогенные отложения исчезают из разреза и значительное развитие получают морские образования разнообразного литологического состава» (Толстихина, 1952, стр. 84—86). Несмотря на огромные размеры залива, его общее морфологическое сходство с современным Кара-Богаз-Голом несомненно, почему я и помещаю его в число аналогов водоемов карабогазского типа.

Обращаясь к механизму осадкообразования в солеродном заливе раннеживетского моря, необходимо выяснить: а) что обусловило накопление каменной соли в самом начале жизни бассейна, а гипсов — главным образом в последующую фазу его истории и б) что контролировало ритмичность галогенной седиментации.

Чтобы ответить на оба эти вопроса, необходимо вначале рассмотреть вкратце питание бассейна водой и солями и главнейшие черты его гидрологии. Питание осуществлялось, по-видимому, двояким путем. Замещение сульфатных и карбонатных пород терригенными по периферии бассейна указывает, что несомненно существовал поверхностный сток воды отчасти за счет собственных метеорных осадков засушливой части водосборов, но главным образом, конечно, за счет гумидной части водосборной площади; эти воды и приносили с собою песчано-алевритово-глинистый материал. В питании бассейна солями эта приходная статья, однако, едва ли играла сколько-нибудь заметную роль, имея в виду слабую минерализацию поверхностных вод. Главное поступление солей и воды в бассейн осуществлялось через Рязано-Пачелмский пролив из моря восточной части платформы.

Подток огромной массы воды через этот пролив неизбежно должен был вызывать специфическую гидрологию раннего бассейна. Втекающая поверхностная вода, как обычно, прижималась к берегу, вероятно юго-западному, и на некотором расстоянии более или менее значительно рассолоняла бассейн, но далее, смешиваясь с сильно соленой бассейновой рапой, поднимала свою минерализацию и теряла индивидуальность; порожденное втоком морской воды течение в бассейне постепенно замирало, сильно ослабевало, как бы расплывалось. Подавляющие по размерам центральная, западная и северная части бассейна отличались более или менее постоянной высокой соленостью и были либо лишены постоянных течений, либо обладали только слабыми течениями, продолжавшими поверхностное сточное течение из пролива. В более глубоких горизонтах воды в области пролива, где соприкасалась тяжелая рапа залива с более легкой морской водой, разница плотностей неизбежно вызвала обратное придонное течение из залива в море. Степень развитости его, однако, определялась глубинами пролива: всякое углубление последнего интенсифицировало этот выносящий ток и тем самым содействовало рассолонению бассейна; всякое обмеление замыкало выносящее течение и содействовало осолонению водоема. Этот гидрологический механизм должен был работать все сильнее по мере осолонения воды залива.

Описанная гидрологическая схема дает возможность понять многое в истории раннеживетского соляного залива Московской синеклизы. Уже в самом начале живетского века, когда еще преобладало континентальное осадконакопление, в Московскую впадину начал проникать язык морской воды, отчетливо улавливаемый по фаунистическим остаткам в нижнем терригенном комплексе Тулы, Калуги, Боровска и других мест. Но вода еще не была заметно соленой. Затем последовали некоторое расширение языка и одновременно садка каменной соли. Как понять эти

противоречивые события: возрастание массы воды в заливе и одновременно ее резкое осолонение? По-видимому, здесь быстро следовали одно за другим два события: *во-первых*, резкое расширение пролива, вызвавшее крупное поступление воды в залив; *во-вторых*, обмеление пролива, прекратившее выносящее течение из залива в открытое море, в результате чего залив быстро осолонился и стал садить соль. Пример современного Кара-Богаз-Гола показывает, что резкое осолонение залива при отсутствии выносящего течения происходит за немногие десятки лет (порядка 50—150 лет), т. е. геологически говоря, мгновенно. Вот почему в разрезе раннеживетских пород галогенные отложения внезапно сменяют базальные терригенные с фауной. В дальнейшем нисходящие движения земной коры снова усилились, пролив расширился и углубился и это вызвало прогрессирующее рассолонение залива частью за счет вноса свежих слабо минерализованных морских вод, поступавших из восточнее расположенного моря, но главным образом за счет усиления нижнего (придонного) выносящего течения, получившего возможность функционировать. Такого рода механизм, однако, действовал не равномерно, но пульсирующе: нисходящие движения земной коры, обусловившие трансгрессию и рассолонение, то и дело приостанавливались, либо сменялись слабыми восходящими. В моменты приостановки погружений и особенно временных поднятий, выносящее придонное течение ослабевало или приостанавливалось вовсе, благодаря обмелению соединительного канала; в бассейне происходило осолонение и начиналась садка гипсов. В моменты усиления погружений события развивались в противоположном направлении, бассейн рассолонялся, гипсообразование прекращалось, происходила садка карбонатных солей.

Так тектоническая жизнь области седиментации через изменение режима стока воды в проливе вызывала характерную цикличность хемогенного осадкообразования в огромном осолоненном Московском заливе, который в ходе истории все отчетливей превращался в краевую часть платформенного моря.

## 2. ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ, ВОЗНИКШАЯ В СОЛЕРОДНОМ МИЧИГАНСКОМ ЗАЛИВЕ ВЕРХНЕГО СИЛУРА В СЕВ. АМЕРИКЕ

Другим примером галогенной формации, возникшей в заливе на базе крупной платформенной депрессии, является верхнесилурийская соленосная толща Мичиганской синеклизы Северо-Американской платформы. Синеклиза имеет характер крупной, слегка овальной мульды, вытянутой с юго-запада на северо-восток; длина ее по большой оси около 800 км, площадь около 500 000 км<sup>2</sup>; уклон пласта к центру 6—7 м на километр. Поэтому в центральной части синеклизы основание соленосной толщи находится на глубине около 3200 м, тогда как по периферии она выходит на поверхность. На западе Мичиганская синеклиза ограничивается Висконсинским и Кенкетским валами, на востоке — Финдлейским валом. К востоку от синеклизы, в Аппалачском предгорном прогибе, располагается другая, гораздо меньшая по масштабам, также верхнесилурийская галогенная формация, залегающая на территории штатов Нью-Йорк, Огайо и Пенсильвания.

По возрасту соленосная толща Мичиганского бассейна принадлежит верхам верхнего силура (*Salina-formation*), образуя большую нижнюю часть кайюганского яруса. Общая мощность толщи колеблется от 30 м по периферии до 1350 м в центре синеклизы.

Строение формации сложное; в ней различаются три однообразно построенных цикла, имеющих в более периферических разрезах следующий состав (снизу вверх):

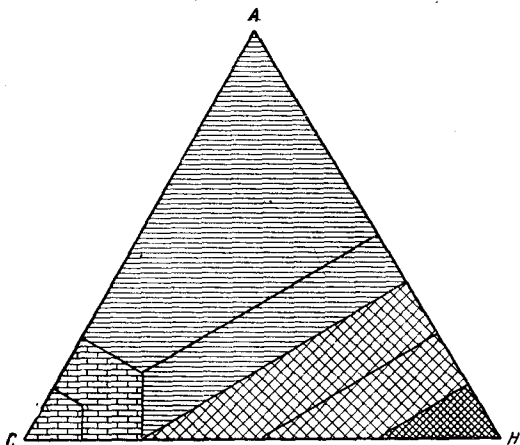
I. *Доломиты* коричневые с подчиненным количеством известняков и ангидритов, переслоенные на некоторых площадях одной или двумя пачками каменной соли. Мощность обычная 260 м, максимальная 330 м.

*Каменная соль* почти чистая с тонкими прослоями доломитов. Мощность 90 м.

II. *Доломитизированные глины* зелено-серые или аргиллито-доломитовая порода с прослоями гипса. Мощность 18—48 м, для Онтарио — 30 м.

*Каменная соль* почти чистая, местами с маломощными прослоями оранжево-желтых доломитов. Мощность незначительная, порядка 10—20 м.

III. *Доломиты*, а на юго-западе Онтарио глины с немногочисленными прослоями доломитов. Мощность 15—30 м.



Фиг. 149. Диаграмма составов эвапоритовых пород в разрезах 56 скважин Мичиганского бассейна (по Бриггсу).

A — ангидриты; C — карбонатные породы; H — галиты.

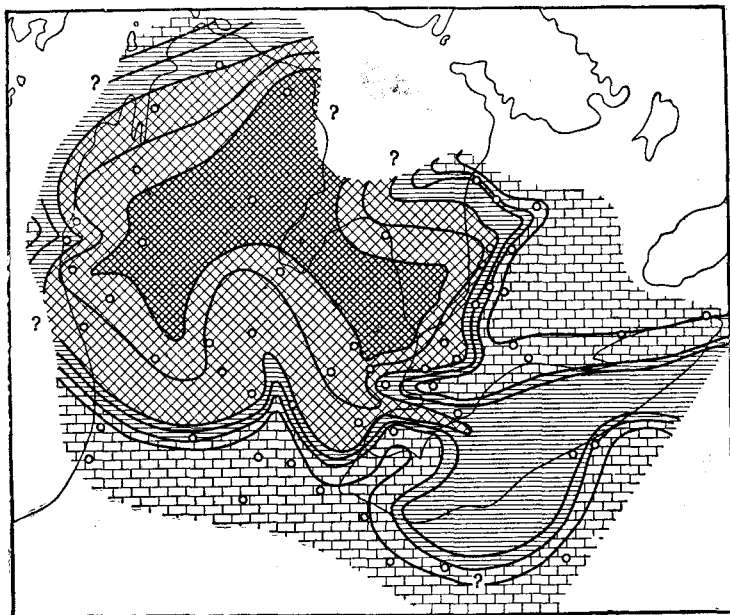
*Каменная соль* (самый мощный горизонт), переслоенная преимущественно ангидритовыми глинами, серыми, зелеными, красными, непостоянной мощности и глинистыми доломитами; почти во всем разрезе присутствует ангидрит. Мощность обычная 90 м, максимальная 370 м.

*Доломиты*, красные и зеленые глины.

Петрографический состав мичиганской галогенной формации своеобразен в том отношении, что в ней значительно развиты доломитовые породы, каменная соль и слабо — ангидриты; мощных горизонтов ангидритов, подстилающих и перекрывающих галитовые толщи, здесь нет; в этом отношении мичиганская соленосная формация близко напоминает описываемую ниже (в гл. II) соленосную формацию нижнего кембрия Сибирской платформы.

На фиг. 149 Бриггсом (Briggs, 1958) показаны средневзвешенные составы эвапоритовых пород, рассчитанные им по 56 буровым скважинам. Вершина C отвечает карбонатным, вершина A — ангидритовым, вершина H — галитовым породам. Вся площадь диаграммы разделяется на 4 поля. Первое поле (у вершины C), заштрихованное кирпичиками, представляет известняки и доломиты, чистые или с небольшой примесью ангидрита и галита; второе поле, с горизонтальной штриховкой, обнимает ангидрито-доломиты и доломито-ангидриты, то без NaCl (верхняя половина), то с примесью ее, порою большой; третье поле (у вершины H), показанное крупной сеткой, представляет смешанные галитито-ангидрито-

доломитовые породы; четвертое поле показывает чистые галититы. Выделенные таким образом средневзвешенные составы эвапоритовых горизонтов были нанесены затем Бриггсом на карту и объединены на ней изолиниями в те же четыре группы, что на диаграмме. Получилась чрезвычайно закономерная картина строения галогенных отложений (фиг. 150). По периферии формации, в области ее малых мощностей, разрез образуют главным образом карбонатные породы, точнее — почти исключительно доломиты с малым участием прослоев известняков. Эта периферическая карбонатная фация особенно широко развита на юге, где дает два характерных языка — один более широкий по Финдлейскому валу, второй



Фиг. 150. Фации эвапоритовых пород в Мичиганском бассейне и бассейне Огайо-Ньюйоркском (по Бриггсу).

Условные знаки те же, что на диаграмме фиг. 149.

узкий, остроугольный, западнее вала. Второе карбонатное поле развито на северо-востоке с большим выступом на юго-запад по Финдлейскому валу; на севере поля намечается второй выступ карбонатной фации в юго-западном направлении. Очень маленькие островки карбонатных отложений располагаются по западной окраине формации, у северной оконечности оз. Мичиган и примерно в средней ее части. Эти находки имеют принципиальное значение. Они доказывают, что первично формация со всех сторон оконтуривалась более или менее широкой зоной доломитовых пород, впоследствии значительно сокращенной эрозией. Внутри карбонатной зоны проведена дополнительно изолиния, отделяющая чистые доломитовые породы от доломитов, несколько загрязненных ангидритом и галитом (соответственно подразделениям карбонатного поля на диаграмме фиг. 143). Как видим, чистые доломитовые породы тяготеют к самой внешней части карбонатного поля; обогащение же ангидритом и галитом наступает в более внутренней его зоне. Параллельно полосе карбонатных отложений повсеместно пролегает узкая лента ангидритовых пород; ее малая ширина отвечает малой распространенности и малым мощностям этой группы пород в разрезе галогенной формации.

Внутреннюю часть формации слагают галититовые породы меняющегося состава; во внешней части занятой ими площади располагаются сме-

знанные галитито-ангидрито-доломитовые породы, во внутренней — относительно чистые галититы. В сложении галититовой области отмечается ряд интересных закономерностей. Так, совершенно отчетливо видно, что Мичиганский бассейн в моменты отложения галогенных пород накапливал галитовые осадки несравненно интенсивнее бассейна Аппалачского прогиба. Оба эти бассейна сообщались между собою только узким проливом у Чэтема, где язык смешанных галитито-ангидрито-доломитовых пород переходил из Мичиганского бассейна в Аппалачский. Внутри Мичиганского бассейна область накопления чистых галититов отличается сложными очертаниями, обусловленными большими заливообразными врезами, вдоль которых смешанные галитито-ангидрито-доломитовые породы вторгаются в поле чистых галититов. Заметим, что эти врезы отвечают аналогичным врезам периферической карбонатной зоны в более внутренние части формации.

В целом же строение формации оказывается одновременно и простым, и весьма закономерным. *Периферические маломощные зоны ее слагаются карбонатными породами — чистыми доломитами на самом краю, доломитами с ангидритом в более внутренних частях. По мере передвижения к центру формации резко возрастает ее мощность и одновременно в составе ее появляются и все увеличиваются прослой смешанных галитито-ангидрито-доломитовых пород и чистых галититов; последние особенно характерны для самых внутренних частей формации.*

Чрезвычайно любопытны петрографические особенности галогенных пород, выясненные Л. Деллвигом (Dellwig, 1955). В скважине Грен Бредли, расположенной в центральной части формации, каменная соль имеет ясно выраженное слоистое строение: чередуются прослой галита и ангидрито-доломитовой породы. Мощность первых колеблется от 1,5 до 8 см, толщина вторых — немногие миллиметры (не выше 5). Слоистость отличается правильностью, ровными плоскими границами и выдержанностью толщины прослоечков. Галитовые слои сложены отчасти прозрачной, отчасти матовой солью. Микроскопическое изучение показывает, что матовая разность имеет хорошо выраженную перистую структуру, представляющую собою сечения тех лодочек и «зубов», которые, как мы видели выше, возникают в седиментогенезе. Эти матовые участки отвечают то единичным скелетным кристаллам, то их группам, представляющим собою, очевидно, осевшие на дно солевые корочки, возникшие на поверхности испарения рапы в результате срастания отдельных лодочек. Матовость перистой соли происходит от большого количества мельчайших включений рапы между слойками галита, образующими остов кристаллов. Прозрачные участки галитовых пластиков возникли в результате перекристаллизации перистых скелетных ее форм; при этом естественно исчезли первоначальная структура и включения; однако, нередко, по наблюдениям Деллвига, внутри кристалла еще сохраняются очертания квадратной верхней поверхности плававшей лодочки. Количественные соотношения между матовой (перистой) и прозрачной (перекристаллизованной) разностями галита внутри галитовых пластиков сильно варьируют: преобладает то первая, то вторая. Интересной минералогической деталью галитовых слойков является нахождение в них полигалита и карналлита. Полигалит встречается обычно в основании галитовых слойков в виде идиоморфных кристаллов (размерами около 2  $\mu$ ), часто являющихся псевдоморфозами по ангидриту. Карналлит находится либо в виде округлых зернышек, либо в идиоморфных кристаллах. В некоторых шлифах в качестве большой редкости был обнаружен лангбейнит в виде идиоморфных кристаллов размером около 6  $\mu$ .

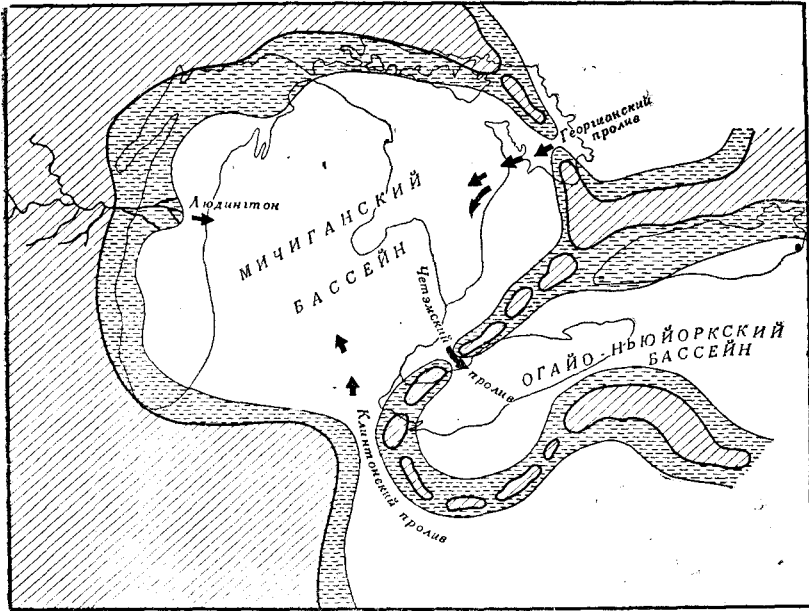
Ангидритовые пластики, разделяющие галитовые, отличаются чрезвычайной тонкозернистостью; свыше 8% минеральных зерен в них имеют по большой оси менее 2  $\mu$ , остальные — до 4  $\mu$ . Минералогически слагаются



ангидритом, доломитом, целестином, кварцем, полигалитом и органическим веществом. Внутри слойков не обнаруживается закономерных изменений зерен по размерам в вертикальном направлении, ни обособлений отдельных минералов в самостоятельные агрегаты. Нижняя поверхность ангидритовых пластинок иногда ровная — за счет срезания (растворением) нижележащего галитового слойка (что особенно видно по срезанию перистых кристаллов), чаще же неправильно зубчатая за счет выступов галитовых кристаллов.

Чрезвычайно любопытны формы железа. В галитовых слойках оно встречается исключительно в виде тончайшей пыли или дендритов гематита, рассеянных внутри кристаллов галита, в ангидритовых же только в виде пирита, хорошо окристаллизованного. Удивительна эта отчетливая обособленность названных минералогических форм железа в пределах сезонной слоистости галитовой породы. Она вызвана несомненно тем, что ангидритовые пластики обогащены органическим веществом.

Строение галититовых пород по периферии формации то же, что и во внутренних ее частях, но вместе с тем обладает и некоторыми весьма интересными новыми чертами, имеющими принципиальный интерес для познания процессов галогенеза. Одной из важнейших особенностей краевой зоны галогенных пород является заметное утолщение ангидритовых прослойков и их сложное строение. Внутри слойков обозначается своя тонкая слоистость, обусловленная перемежаемостью почти чисто доломитовых и чисто ангидритовых микрослойков. Порою среди этих слойков встречаются кристаллы перистого галита. Такое усложненное строение ангидритовых слойков по периферии формации указывает, очевидно, на то, что они являются здесь уже не сезонными, а многолетними накоплениями; сезонные же слойки галита в этом случае либо не образовывались — в силу недостаточной солености краевой части бассейна, либо останавливались на эмбриональной стадии развития, оставляя после себя единичные кристаллы перистого галита. Возможно, что тонкие пластики галита, осевшие в конце испарительного сезона, впоследствии, во влажное время года, при некотором рассолонении рапы, обратно растворились, не оставляя после себя ничего. Иначе говоря, накопление галита в краевых частях бассейна шло уже с большим трудом, чем в центре его, и многие годы были в этом отношении безрезультатны, что и естественно для краевой части бассейна. Еще более любопытно то обстоятельство, что слоистость пород часто становится неправильной; ангидритовые пластики располагаются нередко на волнистой поверхности галититовых прослоев, причем характер самой поверхности указывает несомненно, что она создана волноприбойными знаками (Kaufmann a. Slawson, 1950). Мы имеем здесь, следовательно, несомненные следы большого мелководья и активного воздействия движущейся воды на галогенные отложения. Едва ли случайно поэтому, что кристаллы матовой (перистой) соли в этой краевой зоне, по Деллвигу, всегда обломаны, среди них нет ни цельных «зубьев», ни тем более корочек из сросшихся друг с другом лодочек. Интереснейшей особенностью структуры пород краевой зоны является то, что кристаллы ангидрита в ангидритовых прослойках *нередко представляют собою псевдоморфозы по гипсу*. Размеры таких кристаллов от 4 до 8  $\mu$ , но иногда и больше. Они встречаются главным образом по границам ангидритовых и галититовых прослойков, но порою внутри последних. Эти наблюдения имеют выдающееся значение для понимания первичных форм сульфатной седиментации, которая в данном случае оказывается гипсовой. Отметим, наконец, что доломитовые зерна в ангидритовых слоях часто округлы и имеют облик чисто обломочных зерен, внесенных в соляной водоем с водосборной площади, сложенной в то время в значительной мере карбонатными породами.



Фиг. 151. Палеогеография Мичиганского бассейна (по Бриггсу).

Изложенные факты позволяют представить в общих чертах палеогеографические условия возникновения галогенной формации мичиганской депрессии.

Она отложилась в огромном заливе открытого верхнесилурийского моря, расположенном на территории Мичиганской синеклизы. Приблизительные очертания этого залива показаны на палеогеографической схеме Л. Бриггса, воспроизведенной на фиг. 151. Седиментации залива была свойственна крупная цикличность, приведшая к троекратному повторению однотипного хода палеогеографических изменений. Начальный момент каждого макроцикла отвечал эпохе усиленных погружений и характеризовался большими размерами залива и относительно широкими связями его с открытым морем и соседним морем Аппалачского прогиба. Связь с северным бассейном осуществлялась через широкий Георгианский пролив; связь с Преаппалачским бассейном — через Финдлейский вал, который в своей большей части бывал затоплен, и через Клинтонский пролив на юго-востоке синеклизы. Широким связям с окружающими бассейнами отвечала невысокая соленость воды Мичиганского залива, близкая к нормально-морской. На площади залива в это время отлагались мощные пласты известковых и доломитовых пород, богатых фаунистическими остатками и переслаивающихся с глинами. Мы видим их в основании первого, второго и частью третьего циклов. Во вторую половину каждого цикла водосборные части залива испытывали некоторый подъем, что приводило к сокращению его площади, а главное — к затрудненным связям с открытым морем. Георгианский и Клинтонский проливы сужались и мелели; Финдлейский вал на большей своей части обсыхал и отгораживал Мичиганский залив от соседнего участка Огайо-Нью-Йоркского, а последний — от Аппалачского моря, расположенного к югу от Финдлейского вала. Сущность ограниченной циркуляции в этом случае, как и в других — аналогичных, сводилась к тому, что донное выносящее течение через проливы прекращалось и оставался лишь верхний ток воды в залив. Такой гидродинамический режим с неизбежностью приводил к прогрессирующему осолонению водной массы Мичиганского залива и к смене

карбонатного осадконакопления сульфатным, а затем и галитовым. Формировался собственно галогенный горизонт каждого цикла.

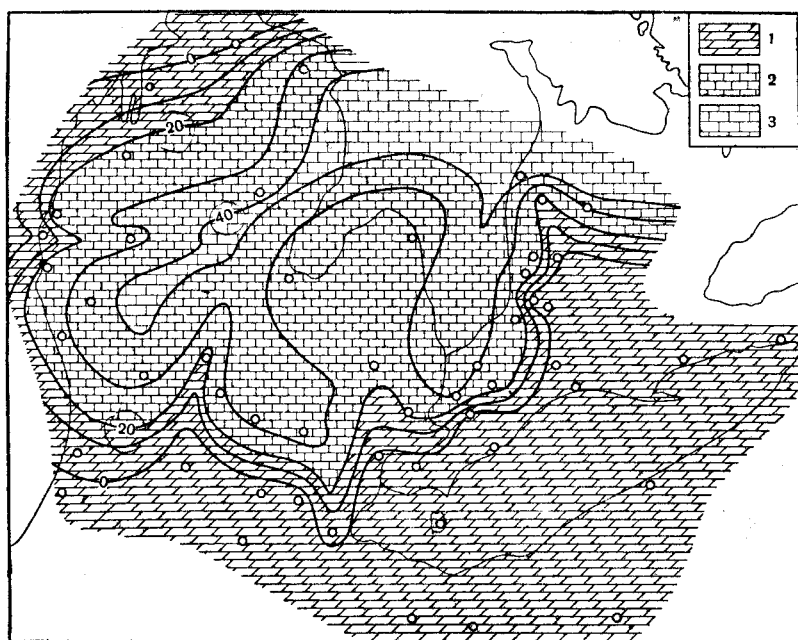
Известные сейчас факты позволяют вскрыть несколько весьма любопытных деталей в обстановке и ходе галогенного осадкообразования.

Развитие по периферии формации карбонатных пород и, в частности, доломитов, в более же внутренних зонах — ангидритов и галитов, может быть истолковано только как указание на неодинаковую соленость рапы бассейна; по периферии минерализация была во всяком случае несколько ниже 15% (начало садки гипса), в центральной же области около 25—27% (начало садки галита); разница соленостей, следовательно, измерялась 10—12% как минимум. Неодинаковость минерализации внутри единой водной массы поддерживалась питанием залива морской водой через проливы и пресной водой рек, одна из которых показана на карте. Локализация подтока слабо минерализованных вод именно в тех местах, где они показаны, доказывается картой состава пород (фиг. 150). В пунктах поступления вод карбонатные породы уходят гораздо дальше во внутреннюю часть формации, чем на других участках периферии. Очевидно, подток слабо минерализованных вод здесь опреснял рапу залива на значительной площади и тормозил садку сульфатов и галита. Л. Бриггсом использован и еще интересный прием для выяснения районов опресненных вод внутри бассейна. Он изучил по буровым разрезам отношение мощности известковых отложений к общей массе карбонатных пород в галогенных горизонтах и полученные цифры наложил на карту (фиг. 152). При этом он исходил из правильной идеи, согласно которой степень известковистости карбонатных отложений пропорциональна опреснению рапы в данной точке. Из карты отчетливо видно, что через Георгианский пролив поступал наиболее мощный опресняющий поток, проникавший далеко в центральные части залива; существование его прослеживается через всю эпоху формирования галогенной формации. Клинтонский пролив функционировал главным образом в течение второго галогенного цикла, так как наибольшая мощность карбонатной толщи с наивысшим коэффициентом известковистости встречена в нижней части этого цикла. Существование здесь притока пресных вод доказывается крупным изгибом изолинии 30—40% известковистости.

Наличие в соляных отложениях волноприбойных знаков и следов механического раздробления первичных перистых кристаллов галита доказывает весьма малые глубины по крайней мере на периферии залива. Едва ли много большими были они и в центральной части бассейна, ибо трудно представить себе, чтобы корочки, образовавшиеся из многих сросшихся галитовых лодочек, могли пройти через большие глубины без повреждений.

Судя по разрезам галогенных горизонтов каждого из трех галогенных циклов, строение этих горизонтов сложное. В них неоднократно переслаиваются собственно галитовые породы с ангидрито-доломитовыми. Это означает, что режим солености в эпохи формирования каждого из трех галититовых горизонтов был изменчив: бассейн то резко осолонялся, то опреснялся, что вызывалось, видимо, то обмелением протоков из залива в открытом море, то углублением их.

Стоит особо подчеркнуть, что галогенной седиментации Мичиганского залива была свойственна также ясно выраженная сезонность: годовые гидрохимические циклы, проявлявшиеся в смене ангидрито-доломитовых прослоечков галитовыми. Наличие их свидетельствует, что соленость поверхностной рапы в течение года явственно и значительно колебалась. В испарительный летний сезон интенсивность испарения бывала столь значительна, что не только успевала полностью испариться вся подтекавшая через проливы и доставляемая реками вода, но частично захватывалась и водная масса самого залива. Уровень рапы несколько



Фиг. 152. Степень (%) известковистости пород формации Salina (по Бриггеу).  
1—0—20; 2—20—40; 3—40 и выше.

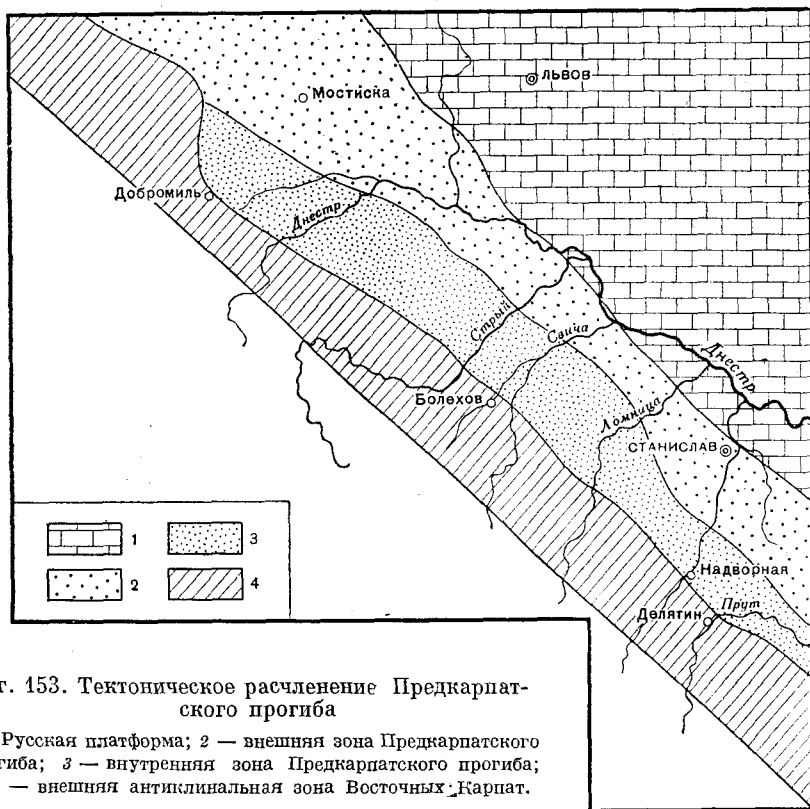
падал, а концентрация ее сильно повышалась; садился галит. В холодный и, вероятно, влажный зимний период испарившиеся массы воды пополнялись за счет подтока морской воды через проливы и воды, подаваемой реками; некоторую роль играли и дожди. Ослабленное испарение позволяло накапливаться в заливе избытку маломинерализованной рапы, уровень ее повышался, а соленость верхнего горизонта убывала. При начале испарительного сезона из такой рассолоненной рапы выпадал вначале доломит, потом ангидрит, смешение которых давало ангидрито-доломитовые слои, разделяющие галитовые.

Таким образом, накопление каждого галогенного горизонта в составе формации было сложным ритмическим процессом, в котором сочетались как тектонически вызванные макро- и мезоритмы, так и сезонные микроритмы.

Так как мощность каждой пары годичных слоев колеблется от 2 до 10 см, в среднем 6 см, а общая мощность соли центральной части формации составляет 600 м, то это означает, что общая абсолютная длительность солеобразования всего около 10 000 лет, т. е. совершенно ничтожна сравнительно с общим периодом возникновения галогенной формации в целом. Подавляющая масса времени падает на эпохи образования доломитов и ангидрита. На этом примере мы впервые воочию сталкиваемся с быстротечностью собственно соленакпления.

### 3. МИОЦЕНОВЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Наряду с галогенными формациями, возникшими в округлых или овальных заливах карабогазского облика, существуют и другие, образованные в узких и длинных бассейнах, сообщавшихся с морем лишь с одного конца и морфологически имитирующих, хотя и в более сложной форме, современный залив Бокано-де-Виррила. К сожалению, мы знаем сейчас седиментацию в этих заливах весьма неполно — лишь на участках соле-



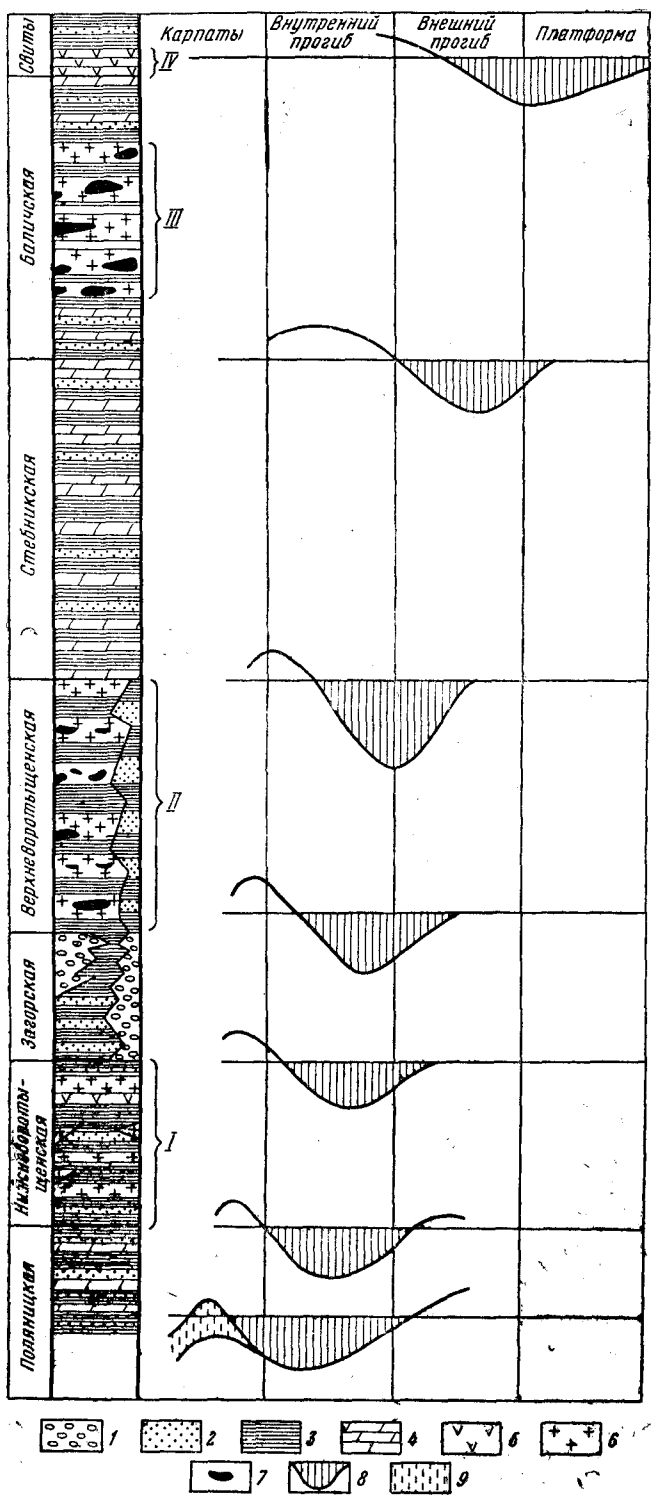
Фиг. 153. Тектоническое расчленение Предкарпатского прогиба

1 — Русская платформа; 2 — внешняя зона Предкарпатского прогиба; 3 — внутренняя зона Предкарпатского прогиба; 4 — внешняя антиклинальная зона Восточных Карпат.

носных, и вынуждены нередко лишь гипотетически воссоздавать облик водоема в целом. Несмотря на такую неполноту фактического знания, палеогеографический тип солеродного водоема вырисовывается все же с достаточной определенностью, почему мы и остановимся на краткой характеристике двух относящихся сюда примеров.

Едва ли не лучше других изучена миоценовая история калиеносного Предкарпатского бассейна. Мы ограничимся рассмотрением лишь советской части прогиба, от границы ее с Польшей на северо-западе до границы с Румынией на юго-востоке. В этих пределах прогиб имеет общее протяжение 280—300 км. Ширина прогиба в период его формирования и заполнения осадками изменялась и в настоящее время колеблется от 35—40 до 60 км и более. А. А. Богданов (1949) подразделяет прогиб на две резко различающиеся зоны: внутреннюю, юго-западную и внешнюю северо-восточную (фиг. 153). «Внутренняя зона» располагается непосредственно на северном крыле Карпатской складчатой области и вытянута узкой полосой вдоль края Карпат. Она характеризуется большим прогибанием в течение нижне- и среднемиоценового времени. Эта часть прогиба является зоной развития мощных соленосных толщ, осложненных интенсивной складчатостью. «Внешняя зона» возникла на платформенном основании, мигрируя в пределы платформы в тортонское время.

Общий разрез третичных отложений, вмещающих галогенные формации, представлен на фиг. 154, где справа показана также локализация той или иной толщи на разных элементах прогиба (в профиле). Выделяются четыре галогенные формации, разделенные мощными терригенными толщами вовсе без засоления или с диффузно (в цементе) рассеянными солями.



Фиг. 154. Разрез третичных отложений Предкарпатского прогиба.

1 — конгломераты; 2 — пески; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — гипсы;  
 6 — галит; 7 — калийные соли; 8 — местоположение осадкообразования;  
 9 — начальная стадия прогибания; I—IV—галогенные формации.

В основании разреза располагается поляницкая свита, локализованная только во внутренней части прогиба. Она сложена темно-серыми, иногда слабо зеленоватыми известковистыми аргиллитами, переходящими в плитчатые серые или зеленовато-серые мергели, с прослоями светло-серых алевролитов и известковистых песчаников; местами (на р. Прут) встречаются мощные линзы конгломератов. Никаких признаков даже рассеянного засоления поляницкая свита не имеет. Общая мощность ее сильно колеблется от одного пункта к другому, составляя 80—400 м.

Над поляницкой свитой согласно располагается *первая галогенная формация*, известная под именем нижневоротыщенской свиты; ее распространение, как и двух вышележащих формаций, ограничивается также лишь внутренней зоной прогиба. Основную массу формации образуют серые и темно-серые глины, алевролиты и песчаники, а также конгломераты. Соли, с одной стороны, рассеяны в породах диффузно, входя в состав цемента, с другой — образуют самостоятельные пласты и пачки. На некоторых площадях, например — в Долине, Нинюве и др., разрез включает толщи каменной соли мощностью до нескольких сотен метров. В Болахове в верхах нижневоротыщенской свиты установлено присутствие толщи ангидрит-галитовой породы с желваками полигалита мощностью более 100 м (Корневский, 1956<sub>1</sub>). Следовательно, при формировании уже первой галогенной формации химическая седиментация вплотную подходила к стадии садки калиевых солей и на отдельные краткие моменты даже входила в эту стадию. Мощность нижневоротыщенской свиты на участках наибольшего ее развития 350—400 м.

Выше располагается загорская свита; в центральном участке советского Предкарпатья, между г. Болахов и сел. Надворная, она сложена в основном глинами и аргиллитами с диффузным (в цементе) засолением и загипсованностью. Но в северо-западной и юго-восточной, больших по площадям частях в составе свиты появляется много песчаников и конгломератов. Особенно мощно развиты конгломераты в районе Трускавца (так называемые трускавецкие) и Слободы Рапгурской (так называемые слободские).

Материал конгломератов получался от разрушения главным образом палеозойских складчатых элементов Карпат. К району Трускавца приурочено слабо выраженное  $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$  оруденение (см. часть I, гл. II).

В составе *верхневоротыщенской* или второй галогенной формации различаются две фации: собственно соленосная и так называемая добротовская. Собственно соленосная слагается темными глинами, алевролитами и песчаниками, с которыми чередуются пласты глинистой каменной соли и на ряде участков — калийных солей. Отличием верхневоротыщенской соленосной толщи от нижневоротыщенской является гораздо большее соленасыщение разреза, а также присутствие хорошо выраженных калиевых пластов и линз. Верхневоротыщенская свита такого литологического типа прослеживается от верховьев Днестра на северо-западе до бассейна р. Быстрицы Надворнянской на юго-востоке. На этой площади, по С. М. Корневскому (1956<sub>5</sub>), «достоверно установленная область формирования залежей калийных солей простирается с северо-запада на юго-восток от Модрыча через Стебник, Доброгостов, Улично, Гирне, Нинюв, Моршин, Смоляной, Тростянец, Сварычев, Расбульну, Дзвиняч до Старуна и Ланчина» (стр. 243). Добротовская фация верхневоротыщенской свиты отличается отсутствием соленакопления и появлением сверху пестрой окраски. Она сложена чередующимися тонкозернистыми песчаниками, темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами и мергелями; преобладают песчаники, особенно в нижней части свиты; вверх появляются прослой розовых глин и мергелей. Характер чередования песчаников и глин близок к флишевой ритмичности. Мощность отложений верхневоротыщенской свиты около 600 м.

Залегающая выше *стебникская свита* имеет характер пестроцветной; она сложена преимущественно сланцеватыми карбонатными глинами и мергелями серого, зеленоватого, бурого, розоватого и красноватого цветов, которым подчинены рыхлые пестроокрашенные известковистые песчаники. Диффузная засоленость и загипсованность свойственны только самым низам свиты, выше они отсутствуют. Мощность свиты колеблется от 600 до 1000 м.

*Третья галогенная формация* приурочивается к средней части баличской (иначе угерской) свиты, низы и верхи которой образованы сложным чередованием песчано-глинисто-мергельных пород. Петрографически эта галогенная формация, иногда называемая калушской<sup>1</sup>, близко сходна с верхневоротыщенской, почему их нередко и объединяли. Содержит ряд калиеносных пластов и линз.

Верхняя галогенная формация получила название *тирасской* или гипсо-ангидритовой свиты. Она уже только частично локализована во внутренней зоне прогиба, главным же образом — во внешней, платформенной. Как показывает самое название, формация эта отличается неполнотой галогенного процесса, остановившегося на самой начальной сульфатной стадии. Вместе с тем в соответствии с тектонической природой субстрата мощность формации весьма мала, всего 25—40 м.

Выше залегают морские отложения верхнего тортона и сармата.

Окидывая общим взглядом разрез миоценовых отложений Предкарпатского прогиба, нетрудно видеть, что он имеет ясно выраженный циклический характер. В самом деле, каждая терригенная толща вместе с налегающей на нее галогенной формацией образует крупный цикл, начинающийся накоплением песчано-глинистых отложений без засоления или только с диффузным засолением и заканчивающийся формированием галогенных осадков, более или менее загрязненных обломочным материалом. Всего таких макроциклов четыре (фиг. 154), причем первый отличается значительным, но неполным развитием галогенеза — накоплением галита при отсутствии калийных солей; второй и третий циклы наиболее полны и содержат накопления калия; четвертый цикл наименее полон и оборван на стадии садки сульфата кальция. Территория галогенеза, в связи с общим смещением оси прогиба, медленно мигрировала из южной части внутренней зоны прогиба в ее центральную часть, а потом и во внешнюю зону прогиба.

Подчеркнем некоторые особенности вещественного состава галогенных формаций Предкарпатья и прежде всего — обилие в них обломочного песчано-глинистого материала. Прослой аргиллитов, алевролитов, песчаников в разрезе галогенных формаций составляют в общем не менее 50% их мощности, остальное приходится на долю галогенных пород. Но последние сами очень сильно обогащены глинистым материалом, который образует как минимум 10—15%, а чаще 25—30% и свыше, так что соляные пласты всегда сильно глинисты и постепенно переходят в засоленные глины с диффузно рассеянным галитом. Все это заставляет считать, что в предкарпатских галогенных формациях собственно твердые фазы солей слагают явно меньшую по массе их часть, главным же компонентом является терригенный материал. *Это по существу даже не галогенные, а терригенно-галогенные формации.*

Вместе с тем бросается в глаза *крайне слабое развитие самостоятельных накоплений гипсов или ангидритов как отложений начальной стадии галогенеза, предшествующей садке галита.* Исключая четвертую, гипсо-ангидритную формацию, во всем огромном разрезе миоцена удастся буквально в единичных, особо отмеченных случаях обнаружить присутствие

<sup>1</sup> По вопросу о действительном стратиграфическом положении калушской формации в литературе существует большая противоречивость мнений. Мы следуем в данном случае за схемой А. А. Иванова (1960).

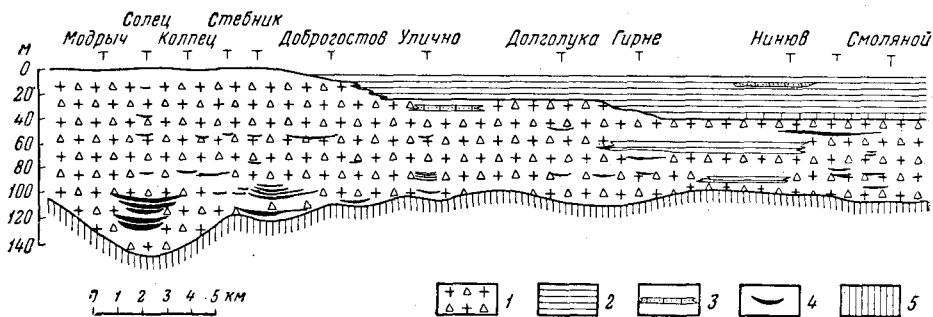


гипсов в виде обособленной сколько-нибудь заметной по мощности пачки. Так, С. М. Кореневский (1956<sub>1</sub>, стр. 241) в качестве большой редкости указывает, что в верхах нижневоротыщенской свиты «установлено присутствие толщи ангидрит-галитовой породы с желваками полигалита (Болехов) мощностью более 100 м. Содержание  $\text{CaSO}_4$  среди пород верхневоротыщенской свиты невелико: имеются лишь две-три пачки ангидрита мощностью до 0,5—1 м; в баличское время засоление Калущ-Гольинского участка бассейна началось с отложения среди верхней части глин калущской свиты прослоев гипса и формирования в ее кровле горизонта основного ангидрита мощностью от 0,5 до 12 м», но садка сульфатов в дальнейшем быстро прекратилась. И это, в сущности, все зарегистрированные пока случаи возникновения самостоятельных накоплений  $\text{CaSO}_4$ . В подавляющем же большинстве случаев гипс или ангидрит образуют лишь небольшую (порядка 5—10%) примесь в породах, участвуя в составе цемента. Едва ли такое выпадение из разреза самостоятельных гипсо-ангидритных слоев случайно. Оно коренится, вероятно, в напряженной терригенной седиментации, протекавшей одновременно и параллельно с хемогенной. Дело в том, что абсолютная скорость садки гипса из рапы относительно невелика и потому он может давать самостоятельные пласты и слои только в том случае, когда принос терригенного материала в бассейн невелик. При резком его усилении, что как раз и имело место в нашем случае, накопившийся на дне гипс столь сильно разбавлялся глинистым компонентом, что доля участия его в общей массе осадка становилась второстепенной; это, естественно, приводило к исключению из разреза самостоятельных накоплений гипсо-ангидритных пород. Указанный механизм усиливался еще тем обстоятельством, что, судя по составу калийных солей, в рапе водоемов, создавших галогенные формации Предкарпатья, процессы метаморфизма в прямом направлении практически не шли и, значит, осадок лишался тех дополнительных порций  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , какие при развитии метаморфизма рапы всегда возникают. Гипс в этих бассейнах практически был только эвапоритный, метаморфогенного же не было; значит, общая сумма  $\text{CaSO}_4$  была явно уменьшена сравнительно с обычным случаем.

*Третьей характерной особенностью изучаемых галогенных формаций является своеобразное залегание и состав калийных накоплений.* К сожалению, детально изучено пока залегание калийных солей всего в двух районах — Стебникском, где калиеносна верхневоротыщенская формация, и Калущско-Гольинском, где калиевые соли приурочены к баличской свите (III галогенная формация). В обоих случаях, однако, картина весьма близкая, и это позволяет думать, что суть явления достаточно раскрывается уже существующими данными (фиг. 155).

«Наиболее значительные залежи калийных солей (в Стебникском районе), — пишет А. А. Иванов (1959), — прослежены разведочными работами по простиранию на 2,5—3,0 км и по падению на 750 м и более. Однако ббльшим распространением пользуются залежи калийных солей, простирющиеся на 1—0,5 км, 200—100 м и менее и уходящие по падению на 300—200 м. Имеются и еще меньшего размера залежи, вплоть до незначительных прослоев и блоков. Мощности залежей, не зависящие строго от их пространственного развития, колеблются от нескольких метров до 100—150 м, включая слои и прослой каменной соли, соленосных глин и брекчий» (стр. 318). То же и в Калущско-Гольинском районе, в другом стратиграфическом горизонте. «Залежи калийных солей, включая содержащиеся внутри них слои и прослой соленосных глин и каменной соли, колеблются (здесь) от 1—2 до 25—30 м, а некоторые из них достигают 45—50 м. Мощности разделяющих залежи соленосных пачек и слоев, нередко брекчированных глин и каменной соли, составляют 10—15 м, колеблясь от нескольких метров до 50—60 м. Наиболее значительные залежи просле-

жены по простиранию на 2,5—3,0 км и по падению на 0,8—1,2 км. Однако большая часть залежей обладает меньшими размерами» (стр. 321). В соответствии с весьма ограниченными линейными размерами весьма невелики площади калийных линз. В Стебникском и Калушско-Голыньском месторождениях площадь наиболее крупных залежей составляет всего 6—10 км<sup>2</sup>, большинство же имеет меньшие размеры. В плане и в разрезе соленосной свиты распределение залежей неравномерное. Наблюдается их сгущение и более широкое развитие в нижней части воротыщенской и баличской формаций, тогда как в средних и особенно верхних частях формаций имеются более редкие, разобщенные между собою залежи линзовидного характера и небольших пространственных размеров.



Фиг. 155. Залегание калийных солей в верхневоротыщенской свите на участке Солец — Стебник — Смоляной (по О. П. Горкун).

Верхневоротыщенская свита; 1 — соленосная песчано-глинистая брекчия, 2 — уплотненные темно-серые глины с небольшим содержанием галита, 3 — соленосный песчаник, 4 — линзы калийных пород; 5 — загорская свита; карбонатные глины и полиимиктовые песчаники с трещинами, выполаженными галитом.

Участки сгущения залежей имеют обычно площадь 30—50 км<sup>2</sup>, т. е. тоже весьма ограниченную.

Минералогический состав калийных отложений Предкарпатья отличается своей сложностью и главное обилием сульфатов К и Mg. Главнейшими первичными породообразующими минералами являются: галит, сильвин, карналлит, каинит и лангбейнит, второстепенными — полигалит, ангидрит, кизерит и глауберит; в частях месторождений, затронутых выветриванием, появляются вторичные минералы — гипс, шенит, мирабилит, эпсомит, глазерит и др. Разнообразные сочетания первичных минералов порождают ряд калийных пород, к числу которых относятся сильвинитовая, карналлитовая, каинитовая, лангбейнитовая, лангбейнито-каинитовая и полигалитовая породы. «Во всех породах, — по А. А. Иванову (1959), — в качестве обязательных компонентов присутствуют галит и глинистый (терригенно-аутигенный) материал, причем если содержание первого колеблется примерно в одинаковых пределах (10—40%), то содержание глинистого материала оказывается наибольшим в сильвините и карналлитовой породе (до 25—30%) и наименьшим в лангбейнитовой (1—10%). Во всех сульфатных породах, а также в одной разности сильвинита, обязательно присутствует полигалит (2—10%), место которого в другой разности сильвинита и в карналлитовой породе занимает ангидрит (1—8%)». Содержание в породах остальных минеральных компонентов колеблется в широких пределах, чем обуславливается наличие многочисленных переходных типов пород. Наибольшим распространением пользуются каинитовая и лангбейнито-каинитовая породы. Лангбейнитовая порода слагает линзы, довольно мощные пачки и слои, связанные с другими породами переходами. «Сильвинит в основном распространен в Калушско-Голыньском месторождении, где

он слагает самостоятельные пластовые линзы. В других месторождениях сильвинит проявляется в виде небольших линз и прослоев, приуроченных к верхним и нижним частям залежей сульфатных калийных солей. Карналлитовая порода распространена лишь на некоторых участках Калушско-Голынского месторождения и промышленного интереса не представляет». «Сильвиниты, — пишет С. М. Корневский (1956<sub>1</sub>) — сиделись обычно в мелководных, чаще прибрежных участках солеродного бассейна, куда поступало много глинистого материала. Садке сильвинитов часто предшествовало отложение слабо засоленных песчано-глинистых пачек. Сильвиниты Предкарпатья — это обычно калийные породы, наиболее обогащенные глинистым материалом. Средневзвешенное содержание глины в сильвинитовых линзах обычно колеблется от 18 до 33%, тогда как в других кондиционных калийных залежах не превышает 20%». В ряду сильвиниты — каиниты — лангбейниты (со всеми переходными между ними породами) количество глинистого материала постепенно падает и лангбейнитовая порода содержит минимум его. «Она, по-видимому, сиделась из осветленной, стабилизировавшейся концентрированной рапы. Возможно, что поэтому лангбейнита меньше в каинитовых линзах прибрежной Калушской впадины, рапа которой подвергалась частым, хотя и временным рассолонениям и куда вносилось больше глинистого материала.

«Полигалитовая порода слагает, как правило, почву и кровлю сильвинитовых и сернокислых калийных залежей. Она знаменует начало и конец процесса садки калийных солей. Местами прослой полигалита наблюдаются среди соленосных глин, что свидетельствует о незавершенных, прерванных фазах концентрации рапы. Полигалит сиделся вместе с другими калийными солями (сильвином и каинитом), отмечая наличие местных рассолонений и приток в бассейн карбонатов кальция. По средневзвешенным содержаниям полигалита и ангидрита в сильвинитовых залежах устанавливаются обратная пропорциональная зависимость содержания этих минералов и менее значительные их суммарные количества в других калийных залежах» (Корневский, 1956<sub>1</sub>).

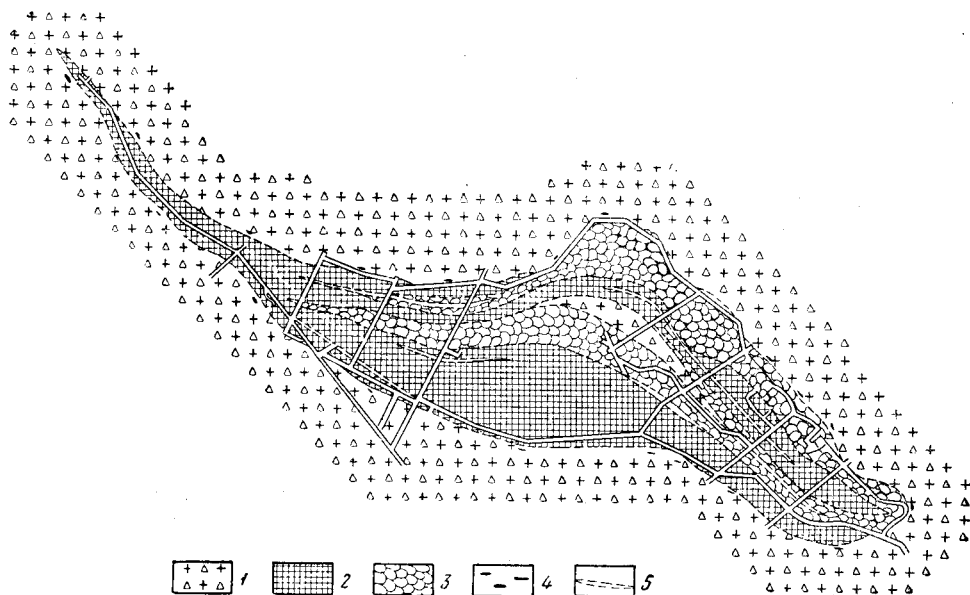
Минералогическому составу калийных накоплений Предкарпатья свойственна резко выраженная пространственная изменчивость. Очень наглядно проявляется она в Калушско-Голынском районе, где развита третья галогенная формация. В этом районе существовали две впадины, Калушская и Голынская, разделявшиеся в процессе седиментации невысоким валообразным поднятием, параллельным современной Калушской антиклинали.

«В прибрежной Калушской впадине солеродного бассейна увеличена роль сильвинитовых линз. Сернокислые калийные соли представлены преимущественно линзами каинитовой породы. В разрезе соленосных пород линзы калийных солей располагаются следующим образом: 1) нижний сильвинит, 2) средний сильвинит, 3) каинитовая линза, местами с линзочками лангбейнита, 4) верхний сильвинит, часто с пропластками каинитовой и мощными пачками карналлитовой породы. В Голынской впадине количество калийных линз увеличивается до тридцати, из которых наиболее значительными являются три мощные линзы сернокислых калийно-магниевого солей и менее значительны нижняя и средняя сильвинитовые линзы. Таким образом, в прибрежной калушской впадине были созданы весьма благоприятные условия для садки сильвинитовых залежей и галит-каинитовых пород в общем более простого состава, а в Голынской — смешанных сернокислых солей довольно сложного состава» (Корневский, 1956, стр. 246).

«В залежах калийных солей широко распространены замещения и переходы между породами различного химического и минерального состава; многие залежи представлены различными породами, чередую-

щимися в разрезе. Например, так называемый верхний сиввинитовый пласт Калушского рудника сложен пачками слоев сиввинита, карналлита и каоинитовой породы. Пласт Зигмунт в Стебникском руднике сложен слоями и пачками лангбейнито-каоинитовой, каоинитовой и лангбейнитовой пород, чередующимися с каменной солью и соленосными брекчиями» (Иванов и Левицкий, 1960, стр. 316).

Таким образом, *прихотливость и изменчивость минерального состава калийных пород даже внутри одной и той же небольшой по размерам линзы является характерной особенностью калийных накоплений балчской и верхневортыщенской галогенных формаций.* Фиг. 156 дает об этом достаточное представление. Была ли всегда эта изменчивость первично



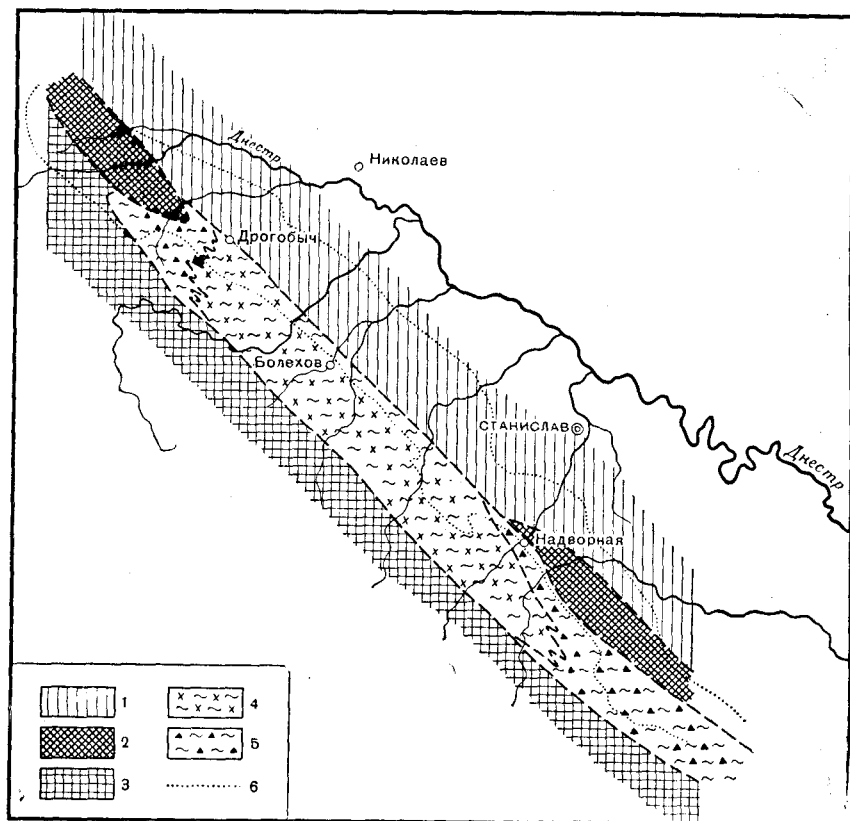
Фиг. 156. Пластовая карта линзы «Зигмунд» (по А. А. Унковскому, 1947 г.).

1 — соленосная песчано-глинистая брекчия; 2 — лангбейнит-каоинитовая порода; 3 — лангбейнитовая порода; 4 — полигалитовая порода; 5 — каменная соль.

седиментационным, а не вторичным катагенетическим (или эпигенетическим) свойством калиевых накоплений в характеризующихся формациях, остается не вполне ясным. М. П. Фивег склонен считать изменчивость в большой степени признаком, связанным с катагенетическими изменениями соляных линз.

Таковы основные особенности вещественного состава соленосных формаций Предкарпатского прогиба. Естественно встает вопрос о палеогеографических условиях их возникновения. В общем виде они совершенно ясны и едва ли требуют разъяснений после изложенного о других формациях. Единственное, на чем нужно все же остановиться, это вопрос об общем фациальном типе солеродного бассейна и о характере его связи с открытым морем. Очень интересные данные по этому вопросу имеются в недавней работе В. В. Глушко (1956).

«Нижневортыщенский бассейн, — пишет он, — на юго-западе ограничивался поднявшимися Карпатами, а на северо-востоке — палеозойскими складчатými сооружениями и прилежащей частью платформы (фиг. 157). Так как достоверных сведений о наличии отложений нижневортыщенской свиты в северо-западной части прогиба нет (в междуречье Черхава — Вяр), не лишено основания предположение о том, что этот

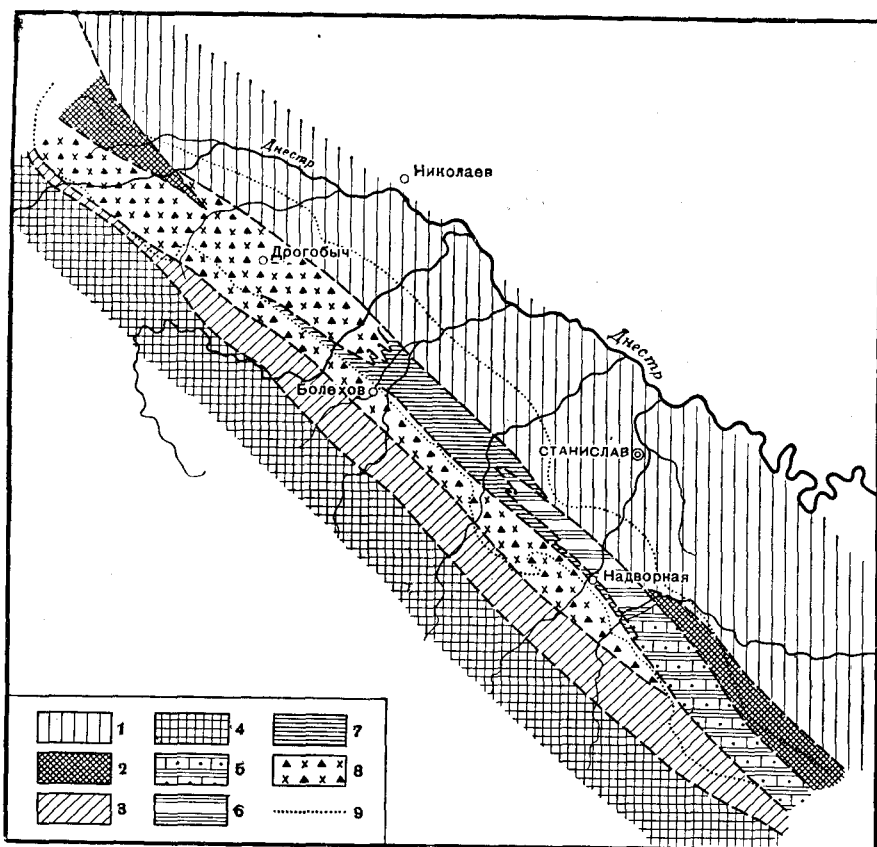


Фиг. 157. Схематическая палеогеографическая карта нижневоротыщенского времени (по В. В. Глушко).

Области размыва: 1 — Русская платформа; 2 — палеозойские складчатые сооружения; 3 — Карпаты. Области накопления осадков (Нижневоротыщенское море): 4 — соленосные глины; 5 — соленосные глины, содержание включения галек карпатских и палеозойских пород; 6 — современные контуры внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

бассейн в районе Монастырца и Черховы замыкался. На юго-востоке нижневоротыщенский бассейн, вероятно, соединялся с обширным морем, располагавшимся на территории Румынии (Валахская впадина)». Если это так, то нижневоротыщенский бассейн представлял собою своеобразный, резко вытянутый в длину залив, локализованный в предгорье Карпат. Ширина нижневоротыщенского залива, по-видимому, не превышала 25 км, длина в пределах советской части прогиба 200—250 км (Глушко, 1956, стр. 127). Совершенно очевидно, что перед нами характерный рукавообразный залив виррильского типа, только гораздо более крупный сравнительно с современным Бокано-де-Виррилла. Не зная всего залива в целом, мы естественно несколько затруднены в определении места галогенных отложений внутри бассейна, но по аналогии с современным Бокано-де-Виррилла едва ли можно сомневаться в том, что фация эта была локализована в верховой, наиболее удаленной от втока морской воды, части залива. Учитывая ограниченные площадные размеры собственно галогенных осадков, можно думать, что в отдельные моменты нижневоротыщенский бассейн (в своей верхней, кутовой части) распадался на ряд мелких изолированных лагун, в которых происходило особенно интенсивное выпадение солей<sup>1</sup>.

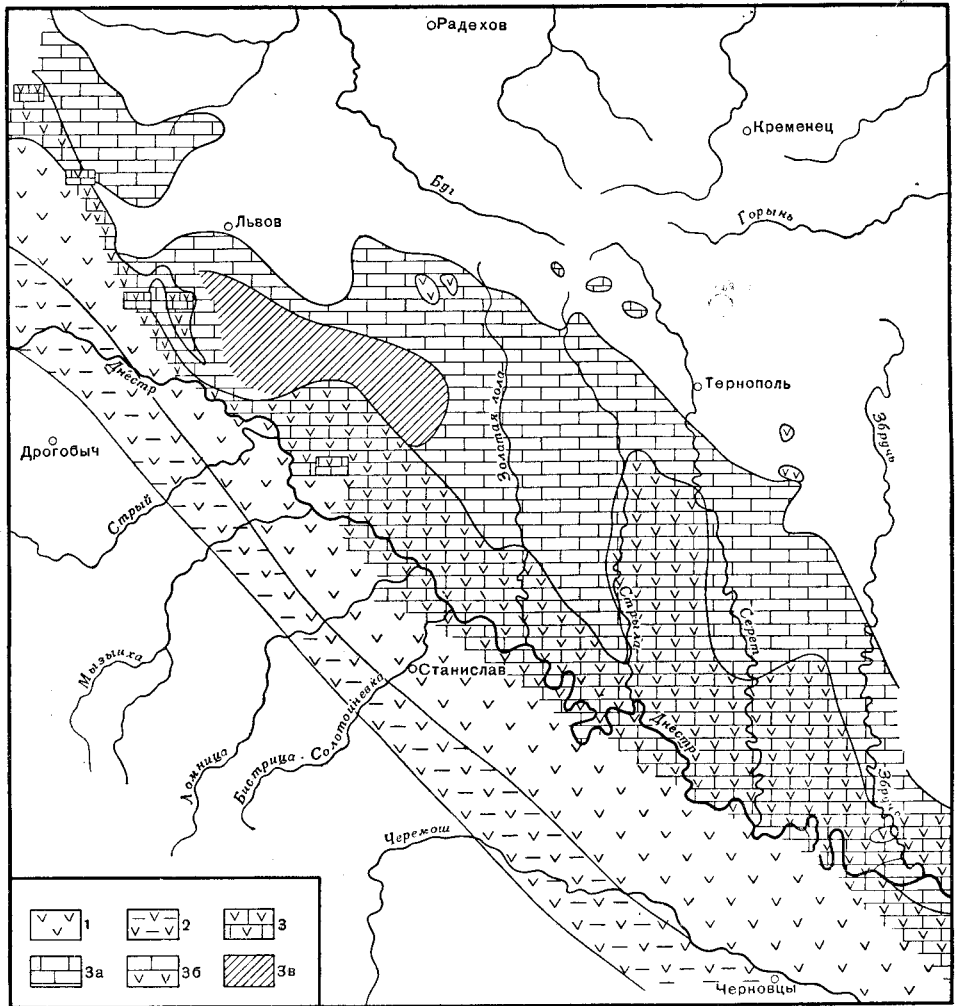
<sup>1</sup> В Румынии имеются накопления солей нижневоротыщенского времени, указывающие, что здесь существовали дополнительные ответвления от основного залива.



Фиг. 158. Схематическая палеогеографическая карта верхневоротыщенского времени (по В. В. Глушко).

Области размыва: 1 — Русская платформа и послегерцинский Предкелицко-Сандомирский прогиб; 2 — палеозойские складчатые сооружения; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — Карпаты. Области накопления осадков (Верхневоротыщенское море): 5 — чередование песчаников (преобладают) и аргиллитов; 6 — чередование аргиллитов (преобладают) и песчаников; 7 — чередование аргиллитов и песчаников; породы слегка загипсованные и засоленные; 8 — соляно-глинистая брекчия; 9 — современные контуры внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

Сходная картина вырисовывается и для времени накопления верхневоротыщенской галогенной формации. «На северо-востоке Воротыщенский бассейн ограничивался сравнительно высокоподнятой, сильно денудированной возвышенностью палеозойских складчатых сооружений и прилежащей частью Русской платформы; вдоль северо-западной части бассейна возвышались флишевые Карпаты (фиг. 158). На северо-западе была также суша, что доказывается отсутствием осадков воротыщенской и стебникской серий северо-западнее г. Перемышль. Следовательно, воды Воротыщенского бассейна могли сообщаться с водами открытого моря только на юго-востоке. Вероятно, на юго-востоке, в районе Покутско-Буковинских Карпат, в воротыщенское время существовал пролив, ограниченный на северо-востоке возвышенностью палеозойских пород, а на юго-западе Карпатами. Не исключено, что в этом же районе в воротыщенское время имела подводная возвышенность, препятствовавшая свободному обмену вод Предкарпатского прогиба и открытого моря» (Глушко, 1956, стр. 132). Из этой характеристики и из сопоставления фиг. 158 и 89 явствует, что верхневоротыщенский бассейн также имел характер весьма вытянутого в длину залива виррильского типа. Но соленость его вод была значительно выше солености нижневоротыщенского залива, так как имела



Фиг. 159. Схематическая палеогеографическая карта тираспольского времени (по Л. Н. Кудрину).

Гипсово-ангидритовая фация: 1 — гипсы и ангидриты, 2 — гипсы и ангидриты с прослоями глин, 3 — гипсы и залегающие на них хомогенные (ратинские) известняки. Фация хомогенных ратинских известняков: 3а — хомогенные (ратинские) известняки, подстилающиеся гипсами, 3б — хомогенные (ратинские) известняки, 3в — гипсы, переслаивающиеся с хомогенными (ратинскими) известняками

место садка калийных солей. Последняя, по С. М. Корневскому (1956, стр. 244), «ограничивалась сравнительно небольшими участками протяженностью в несколько километров. Калийные соли отлагались лишь в периоды наиболее значительного усыхания верхневоротыщенского солеродного бассейна, в наиболее глубоких впадинах его дна. Местоположение этих впадин благодаря постоянной лабильности дна этих участков бассейна часто наследовалось. С этим связано формирование различных горизонтов калийных солей примерно на одних и тех же площадях, а также их многоярусность в пределах полей».

В связи с некоторой неопределенностью стратиграфического положения баличской галогенной формации, трактуемого разными исследователями по-разному, палеогеографические реконструкции варьируют. Учитывая, однако, общее сходство петрографического состава баличской и

верхневоротыщенской формаций и однотипность их калийных накоплений, едва ли можно сомневаться в сходстве также и палеогеографических условий возникновения обеих формаций.

Что касается верхней гипсо-ангидритовой формации, то, как явствует из фиг. 159, ее образование хотя и происходило в заливе, но последний имел характер скорее карабогазского, чем виррилского.

Оставляя в стороне эту тирасскую формацию и ограничиваясь лишь тремя более древними, приходится признать, что они демонстрируют нам особый тип солеродного залива, резко отличный от карабогазского. Это длинный, но узкий залив, в котором питание солями происходило практически с одного конца, и потому возникало прогрессирующее осолонение воды с удалением от питающего устья. Галогенные отложения формировались в ктовой половине залива и, таким образом, строению формации в целом свойственна ярко выраженная асимметрия, превосходно видная на современном Бокано-де-Виррилла. Морфология солеродных водоёмов виррилского типа, следовательно, совсем иная сравнительно с морфологией бассейнов карабогазского типа, в соответствии с чем резко различно и строение формации. В то же время у них есть и одна общая черта, бассейны обоих морфологических типов развивались на базе особой для каждого случая длительно жившей тектонической депрессии, жизнь которой собственно и определяла историю образования формации.

#### 4. ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ РЕЙНСКОГО ГРАБЕНА

Другим примером формаций солеродных заливов виррилского типа являются кайнозойские отложения Рейнского грабена, представленные на фиг. 160. Здесь три галогенные формации (фиг. 161). Первая, мощностью до 400 м, относится к верхнему эоцену. Нижние две трети ее составляет каменная соль, прослоенная серо-зелеными сильно известковистыми мергелями (Kalkmergel); галит образует около 74% общей мощности свиты; в верхней трети, напротив, преобладают мергели и доломиты, NaCl же составляет всего 11,5%. Отделяясь 150-метровой пачкой мергелей с пресноводными ракушками *Limnea*, следует вторая галогенная формация, мощностью 930 м, относящаяся к нижнему олигоцену. Она состоит из чередования каменной соли и глин, сильно обогащенных органическим веществом, битуминозных, тонкослоистых. Содержание галита в разных частях несколько варьирует и держится в общем на уровне 46—40—35%. Почти точно в середине разреза формации выделяется пачка, резко обогащенная (до 65%) NaCl; к этой пачке приурочены два калийных пласта, ниже подробнее описываемые. После 750-метрового промежутка, сложенного среднеолигоценными глинами и верхнеолигоценными мергелями, следует третья — нижнемиоценовая галогенная формация, образованная внизу ангидритами (65 м), в средней части каменной солью (150 м) и наверху ангидритами (60 м). Венчается разрез нижнего миоцена битуминозными мергелями с пресноводной фауной корбикул и гидробий (Wagner, 1955).

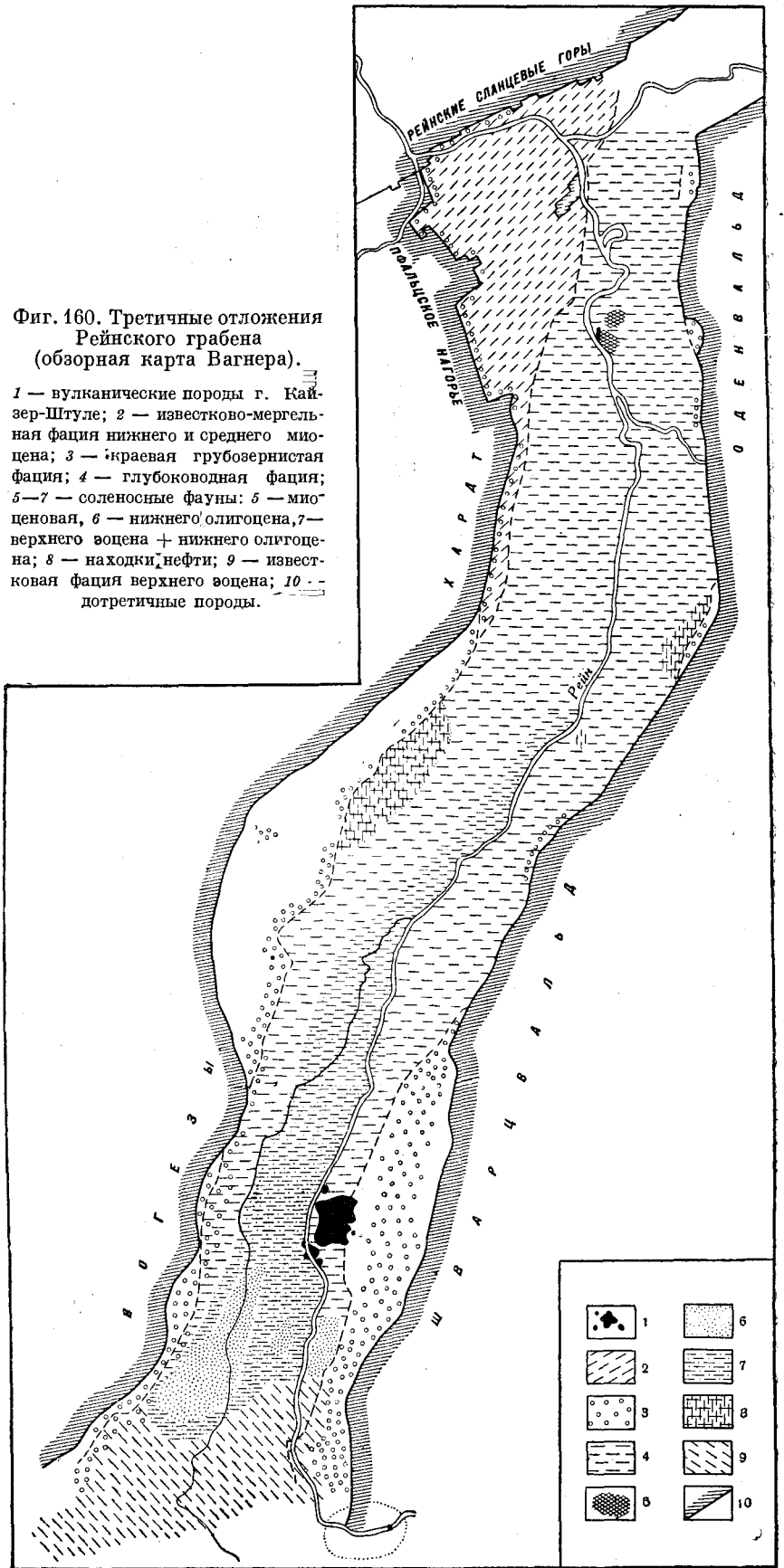
Описанный разрез относится к средним частям Рейнского грабена, отложения которых считаются немецкими геологами относительно глубоководными. По мере приближения к бортам грабена они замещаются более мелководными осадками краевой фации (Randfacies) — алевролитами, песчаниками, конгломератами, органогенными известняками (фиг. 160); сохранилась эта краевая фация, однако, лишь отдельными лоскутами в южной части грабена.

Большой интерес представляют строение и распространение калийных солей в нижнеолигоценной формации. Как видно из фиг. 162, А, Б, калийные соли развиты в трех частных мульдах, входящих в состав Рейнского грабена: виттельсгеймской, мюнхгайзерской и бюггинской.



Фиг. 160. Третичные отложения Рейнского грабена (обзорная карта Вагнера).

1 — вулканические породы г. Кайзер-Штуле; 2 — известково-мергельная фацция нижнего и среднего миоцена; 3 — красная грубозернистая фацция; 4 — глубоководная фацция; 5—7 — соленосные фауны: 5 — миоценовая, 6 — нижнего олигоцена, 7 — верхнего эоцена + нижнего олигоцена; 8 — находки нефти; 9 — известковая фацция верхнего эоцена; 10 — до третичные породы.



Различают два калиеносных горизонта: нижний, или главный, и верхний (фиг. 163, А и В).

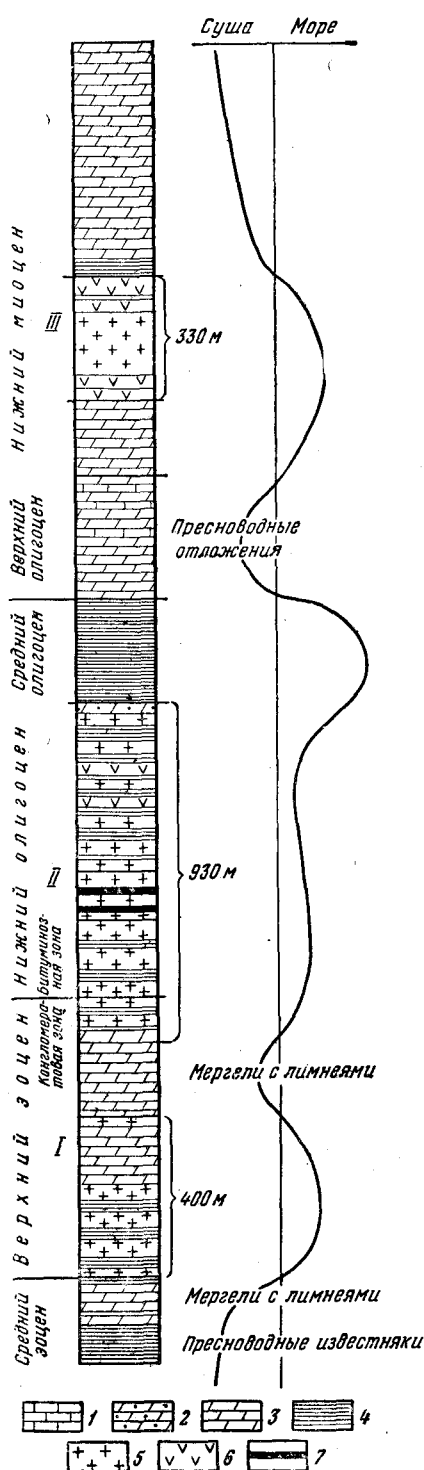
Главный горизонт развит во всех трех мульдах на совокупной площади приблизительно в 250 км<sup>2</sup> при мощности 4,30—5,12 м. Строение его сложное. Различают нижний пласт, сложенный чередованием слоев галита и сильвина с редкими слоечками доломитового мергеля, общей мощностью 1,95 м; средний слой того же состава, мощностью 1,75 м; верхний слой, образованный внизу также чередованием галита и сильвина выше — карналлитовой породой и вверху — вновь сильвинитовой; общая мощность верхнего слоя — 0,60 м. Между калиевыми слоями располагаются два разделяющих их доломито-мергельных слоя, нижний (между 1 и 2 соевыми слоями) в 0,15 м и верхний (между 2 и 3 слоями) в 0,10 м.

Интересно, что к нижнему прослою доломитового мергеля приурочено скопление огромного числа остатков насекомых (определено 737 видов их, 40 родов) и растений. Они принадлежат тропической и субтропической фауне и флоре, обитавшей при среднегодовой температуре 19° С; в осадки солеродного бассейна они были занесены во время пылевых бурь.

Главный калиевый горизонт отделен от верхнего 20-метровой толщей, образованной чередованием доломитового мергеля, засоленной глины, доломито-ангидрита и соли; внизу этой толщи преобладает первая из названных пород, вверху — каменная соль.

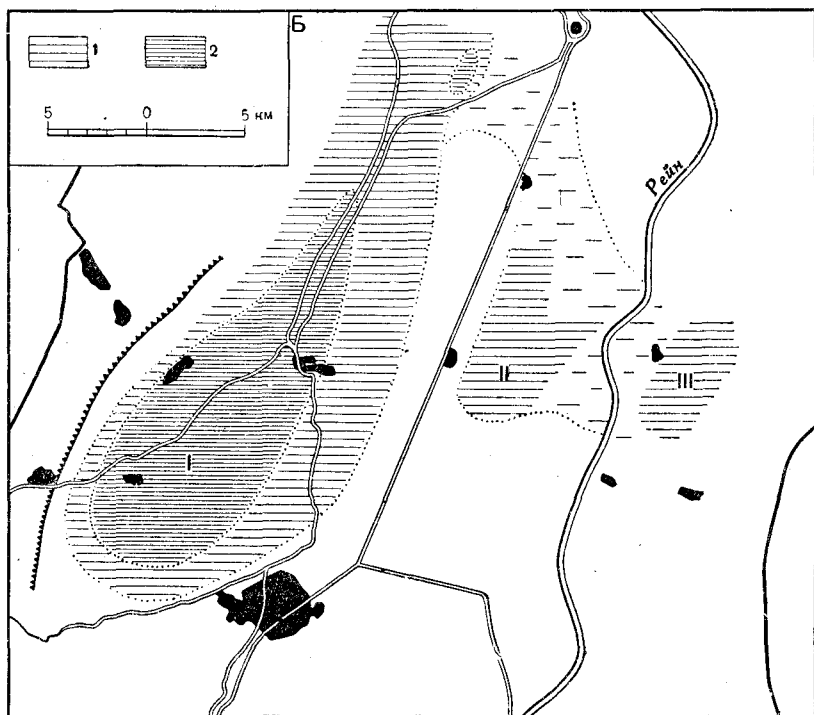
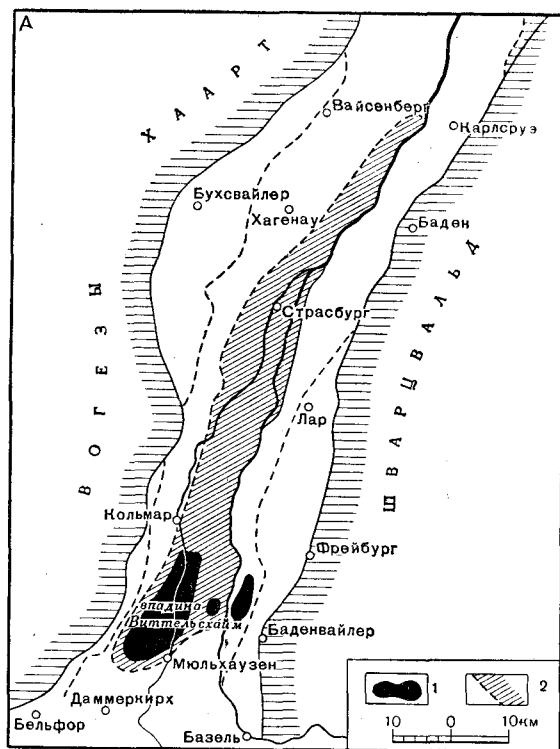
В нижней половине толщи, кроме того, приурочены два ничтожных по мощности невыдержанных прослойка сильвинита.

Верхний калийный горизонт развит в центральной части вительсгеймской мульды, отсутствуя во всех других. Его мощность всего 1,15 м. Характерной чертой его является, по В. Вагнеру (1955), то, что обособление каменной и калийной солей здесь выражено менее четко, чем в главном горизонте. «Особенно типичны, — пишет этот автор, — светлые, молочные грубозернистые кристаллы сильвина до 4 см величиной, отороченные красной каймой, как глаза, выступающие среди остальной породы.



Фиг. 161. Разрез третичных отложений Рейнского грабена (по Вагнеру).

1 — известняки; 2 — битуминозные мергели; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — галиты; 6 — ангидриты; 7 — калийные соли.

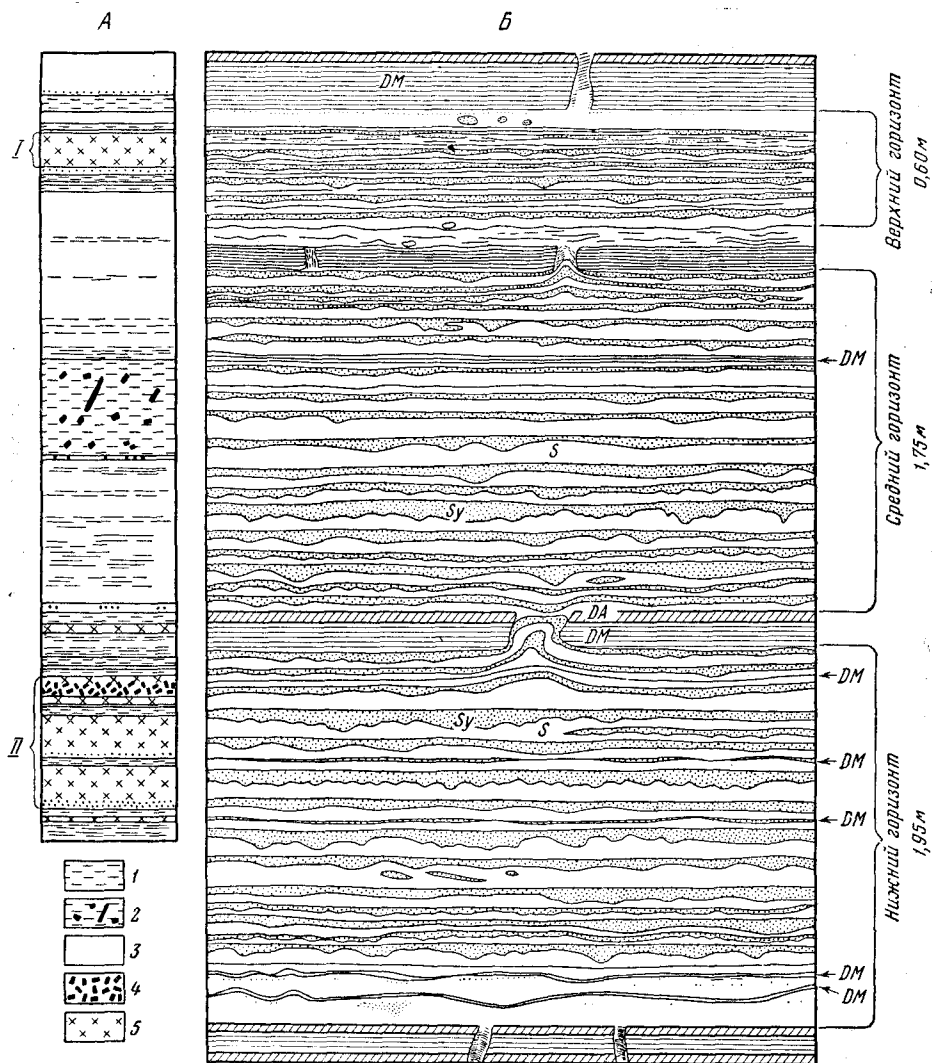


Фиг. 162. Калиевые месторождения Рейнского грабена (по Вагнеру).

А. Распространение отложений калийных солей (1) и отложений гипса (2).

Б. Распространение нижнего сylvинитового пласта (1) и верхнего сylvинитового пласта (2).

I — Виттельсгеймская мульда; II — Мюнхгаузерская мульда; III — Бюнгенская мульда.



Фиг. 163. Профиль через калиеносную пачку (по Вагнеру).

- А. Общий разрез: 1 — доломитовый мергель с ангидритом; 2 — деформированная каменная соль; 3 — каменная соль; 4 — карналлит; 5 — сильвин. I — верхний слой, мощностью 1,5 м (27,5%  $K_2O$ )  
 II — нижний (главный) слой мощностью 5,0 м (22%  $K_2O$ ).
- Б. Детали строения главного пласта: S — каменная соль; Sy — сильвин; F — волокнистая соль  
 DM — доломитовый мергель; DA — доломитовый ангидрит.

Молочный цвет сильвина возник за счет ничтожных округло-угловатых кристалликов  $NaCl$ .

История палеогенового осадконакопления в Рейнском грабене известна пока в общих чертах. В мезозое Вогёзы и Шварцвальд представляли собою единое целое — монолитный герцинский массив, постоянно находившийся выше уровня моря и потому бывший областью денудации. Осадконакопление началось в среднем эоцене — пресноводно-озерными известняками и горючими сланцами; те же условия продолжались и в самом начале верхнего эоцена (мергели с лимнеями). Затем последовала трансгрессия моря, быстро осолонившегося; с ним и было связано образование первой галогенной формации. Закончилось ее формирование опреснением бассейна и отложением мергелей с лимнеями. В нижнем олигоцене

морские условия восстановились и устойчиво сохранялись также и в среднем олигоцене. И опять вначале море быстро осолонилось и отложило вторую соленосную формацию огромной мощности (930 м); примерно к середине ее формирования бассейн стал столь соленым, что возникли калийные пласты. К началу среднего олигодена осолоненный бассейн опять был уничтожен при установлении широких связей с морем; на смену галогенной пришла обычная морская карбонатно-терригенная седиментация; вначале накопились рупельские глины и мергели с фораминиферами, а затем мелеттовые глины. В верхнем олигоцене морские условия в третий раз уступили место континентальным — возникли мергели и известняки с пресноводными моллюсками. В нижнем миоцене трансгрессия повторилась еще раз: возникла третья галогенная формация; эпоха ее образования была относительно кратковременной; солеродный бассейн сменился пресноводно-озерным, отложившим мергели с гидробиями и корбулами.

Итак, за короткий срок от среднего эоцена до нижнего миоцена включительно на территории Рейнского грабена трижды повторилась трансгрессия моря и отложились галогенные формации. Иначе говоря, *проникавшие в грабен морские воды быстро утрачивали свободную связь с открытым морем и превращались в пересоленный морской залив, в котором интенсивно развивалась галогенная седиментация, притом порою с большой полнотой, как это было, например, в эпоху возникновения второй соляной формации.* К сожалению, конкретная конфигурация залива и место, через которое осуществлялась его связь с открытым морем, остаются пока не установленными. «Ингрессия саннуазского моря в Эльзасе, — пишет М. Жинью, — представляет интересную проблему палеогеографии, до сих пор еще не вполне разрешенную. Эта трансгрессия не могла проникнуть ни с севера, со стороны Майнцского бассейна, ни с юга — из области Юры, потому что в обоих этих районах морские отложения саннуазского возраста отсутствуют. Существует мнение (ван-Вервеке), что море пришло из Парижского бассейна через Фальбургскую депрессию. Более правдоподобно было бы допускать (Дольфюс) соединение с лагунами равнин Роны и Саоны. В этих районах олигоцен кончается возле юрских возвышенностей ущелья Бельфора лагунно-озерными отложениями, которые располагаются прямо на юре... Между этим районом и равниной Эльзаса породы олигодена могли быть уничтожены эрозией» (Жинью, 1952, стр. 460).

*Какой бы палеогеографический вариант соединения с морем ни принимать, одинаково оказывается, что галогенные формации возникали в заливе и притом в самом дальнем (от втока морской воды) его конце. Это обстоятельство сейчас для нас единственно и важно. Учитывая конфигурацию Рейнского грабена, приходится признать, что морфологически бассейн принадлежал виррилскому типу и что седиментация в нем была резко выраженной асимметричной. Подобно современному заливу Бокано-де-Виррила, рейнский залив в пору своего существования обладал вблизи пролива, соединявшего его с морем, обычной терригенно-карбонатной седиментацией; дальше от пролива из осолоненной воды садились сульфаты кальция, в крайней же вершине залива — галититы и дважды калийные соли.*

Отметим сейчас же одно очень важное обстоятельство: как и в Прикарпатье, *калийные соли приурочены к участкам залива, прогибавшимся с наибольшей быстротой и потому накопившим максимальные по мощности толщи.* Мы еще неоднократно встретимся с подобными же отношениями, а пока оставим этот факт без объяснения; позже мы еще к нему вернемся.

Существенно и еще одно обстоятельство: *седиментация в Рейнском грабене шла параллельно с быстрым поднятием Вогез и Шварцвальда, которые*

и были поставщиками терригенного материала. Отсюда огромные мощности палеогеновых отложений, достигающие ~3761 м, созданные за относительно короткий срок, со среднего эоцена до нижнего миоцена включительно. Из них только 1256 м или 43% приходится на галогенные породы, остальное — на терригенно-карбонатные отложения, особенно мергели и доломитовые мергели. Вместе с тем в самих галогенных формациях процент терригенно-карбонатных пород очень велик, не меньше 50%. Исключая эту терригенно-карбонатную примесь, получаем, что собственно твердой солевой фазы в породах палеогеновой формации всего около 20%. Это обстоятельство роднит ее с галогенными формациями Предкарпатского прогиба, хотя тектоническая база у них существенно разная.

## 5. ДРУГИЕ АНАЛОГИ ЗАЛИВНЫХ ФОРМАЦИЙ

Мы познакомились лишь с немногими, лучше изученными формациями, каждая из которых возникла в крупном заливе, сообщавшемся с открытым морем с помощью узкого протока, и отвечает длительно прогибавшейся синеклизе, предгорному прогибу или грабену. Кроме рассмотренных, в стратисфере существует еще ряд других, значительно меньших по объему, галогенных формаций заливного типа. Сюда относятся: калийные соли и галититы эоцена котловины Эбро, верхнемеловые гипсы крупного залива в Тунисе, верхнеюрские галититы Северо-западной Германии, гипсовые и частью галититовые накопления J<sub>3</sub> Кавказа, нижнетриасовая соленосная толща в северных и южных предгорьях Пиренеев, эйфельские соли Кара-Туз, такая же толща в Аквитанской впадине, девонская соленосная толща Днепровско-Донецкого прогиба, плиоценовые соли Узун-су, кембрийские галититы Пакистана. Перечень формаций заливного типа пока невелик, но по всем данным отнюдь не исчерпывающий. Дело в том, что фаціальная природа заливных формаций устанавливается тем труднее, чем меньше формация по размерам и мощности. Если заливы были малы, а тем более, если галогенная формация отличается неполнотой галогенного процесса и, скажем, содержит только гипсы, отличить заливный тип от лагунного становится весьма трудно, а порою и невозможно. Ситуация усложняется еще тем обстоятельством, что именно мелкие месторождения солей остаются наименее геологически изученными.

Таким образом, наш список формаций заливного типа заведомо неполон; незначительные формации наверняка попали в группу формаций лагунных.

Несмотря на неполноту, все же и в современном своем виде объем заливной группы позволяет сделать три существенных вывода. *Во-первых*, формации заливного типа обнаруживают себя уже в нижнем кембрии Пакистана (Соляной кряж) и затем продолжают возникать в последующие периоды вплоть до современного. Их история столь же длительна и полна, как и у формаций лагунного типа. *Во-вторых*, формации заливного типа чаще всего обладают более полным развитием галогенного процесса сравнительно с лагунными; чисто гипсовых мало; обычно это более или менее развитые галититовые, в ряде же случаев калийные — сульфатные и хлоридные. *В-третьих*, формации заливного типа обладают довольно широким тектоническим диапазоном: они возникали и в геосинклинальных зонах на стадии нормального тектонического режима (редко), и в геосинклинальных зонах на стадии их замыкания (чаще) и, наконец, на платформах как древних, так и более молодых. *Но все же главная масса заливных формаций, особенно крупных, явно тяготеет к платформенным площадям.* В этом отношении заливные формации как бы делают шаг в сторону более стабильных структур сравнительно с формациями лагунными.

## У. ОБ АНАЛОГИИ ТИПОВ ДРЕВНЕГО И СОВРЕМЕННОГО ГАЛОГЕНЕЗА И НЕКОТОРЫХ ОТНОСЯЩИХСЯ СЮДА ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ

Мы описали в этой главе ряд типов древних галогенных формаций, которые являются аналогами форм галогенеза современного. При такого рода сопоставлениях, однако, всегда возникают вопросы о правомерности самих аналогий, о пределах возможных и допустимых отклонений от сходства, о силе различий, еще допускающих аналогии, и т. д. Поэтому в целях ясности необходимо кратко остановиться на указанных вопросах.

Попытки аналогий между современным и древним галогенным осадкообразованием стали за последние годы рассматриваться в некоторых кругах геологов в качестве неправомерных и даже одиозных.

Они кажутся типичным проявлением униформизма, а так как последний достаточно заклеямен в качестве антинаучного мировоззрения, то это определяет отрицательное отношение и ко всяким параллелизациям современного и древнего галогенеза; такие сопоставления ставятся под подозрение «с порога», т. е. еще до их рассмотрения. Считается, что современный галогенез это одно, а древний — другое, отличное, и лучше во избежание методологического «греха» их вообще не сопоставлять и не сравнивать. Такой подход к делу, например, ярко сказался в неоднократно высказываниях А. Л. Яншина.

Нужно сказать, что в известной мере отрицательное отношение к сопоставлениям современного и древнего галогенеза оправдано, ибо сами сопоставления делались обычно крайне упрощенно и, я бы сказал, прямолинейно. Из современности в качестве эталона для сравнения бралась так называемая «лагуна» — соляной бассейн с весьма неопределенным обликом и свойствами, и все древние солеродные бассейны зачислялись в разряд лагунных без попыток их детального рассмотрения. Такой подход, например, весьма отчетливо проступает в монографии А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960). Согласиться с ним, конечно, нельзя. Он ошибочен двояко. Прежде всего современные соляные водоемы вовсе не однотипны. Среди них, как указывалось во второй части этой книги, намечаются по крайней мере три морфологических типа: *внутриконтинентальные озера*, развивающиеся вне каких-либо связей с морем; *лагуны*, т. е. небольшие осолоненные бассейны, отшнурование которых от моря обязано чисто экзогенным факторам — образованию пересыпей действием прибрежных волнений и течений; *солёные заливы*, обособление которых от моря обусловлено действием тектонического фактора, когда например, залив возник как заполнение тектонической депрессии, отделенной от моря слабо выраженным поднятием, прорезанным соединительным протоком. Другим дефектом делавшихся до сих пор сопоставлений было отсутствие типизации древних солеродных бассейнов и отвечающих им формаций по их составу и фациальному типу. Между тем материал по древнему галогенезу стал уже столь обширным, что обойтись без указанной типизации становится просто невозможным. Самых фациальных типов формаций, как указывалось выше, по крайней мере пять: *континентальные формации*, возникшие вне всяких связей с морем; *лагунные*, возникшие на наклонной к морю площадке с вялыми тектоническими движениями, с галогенезом обычно весьма неполным, обязанным действию экзогенных факторов, создававших пересыпи, изолировавшие лагуну; *заливные формации*, образованные в более или менее крупных заливах, отвечавших каждый крупной синеклизе, прогибу или грабену; *формации краевых частей открытого моря*, также отвечающие каждая единой монолитной тектонической депрессии или серии мелких; *формации огромных внутриконтинентальных солеродных морей*, развивавшихся на сложном тектонически субстрате. Уже из простого перечня фа-

циальных типов современного и древнего галогенеза явствует, что *первые отнюдь не перекрывают полностью вторые, но что в то же время между ними имеются несомненные аналогии*. Трудно отрицать, что современный галогенез во внутриконтинентальных озерах является ближайшим аналогом галогенеза, создавшего древние континентальные галогенные формации; или что современный галогенез лагун находит своего аналога в обстановке и процессах образования древних лагунных галогенных формаций; или что галогенез современных заливов типа Кара-Богаз-Гола и Бокано-де-Виррилла дает образ тех крупных солеродных водоемов, в которых шло образование галогенных формаций заливного типа. Столь же несомненно вместе с тем, что в современности совсем отсутствуют аналоги формаций краевого морского типа и внутриконтинентальных солеродных морей, которые достоверно возникали в прошлом. Таким образом, *среди древних галогенных формаций существуют как более или менее близкие аналоги разных фациальных типов современного галогенеза, так и несомненные специфические образования, ныне не представленные*. Разобраться в этих сложных соотношениях было возможно только через разработку типизации как современного, так и древнего галогенеза. Тем самым *идея фациальных типов галогенеза становится одной из центральных идей в учении о галогенезе вообще*.

К сказанному нужно добавить, что признание наличия среди древних галогенных формаций аналогов современного галогенеза отнюдь не означает тождества сопоставляемых объектов, а лишь сходство в основных, главных чертах при расхождении в деталях. Так, континентальные галогенные отложения современности и древние сходны в том, что накопление солей происходило в них вне какого-либо влияния морских бассейнов, а только за счет солей, вносимых реками и грунтовыми водами. А так как реки во все времена геологической истории несли с собой большую или меньшую долю кластического материала, то и современные и древние континентальные галогенные осадки всегда сильно загрязнены песчаными, алевритовыми и глинистыми частицами. Это неизбежная их особенность, вытекающая из сути физико-географической обстановки. Такой же существенной чертой сходства является неполнота галогенного процесса, отсутствие в нем, как правило, накопления калийных солей. Наряду с этими важными чертами сходства имеются и отличия: разные размеры озер, в древности часто гораздо большие, чем сейчас; большая длительность развития древних формаций, обуславливавшая их нередко огромные мощности, и некоторые другие.

Современные и древние лагунные отложения сходны не только в том, что возникали в очень небольших полуотшнурованных бассейнах, но и в том, что их галогенез обрывался обычно на начальной гипсовой стадии, а сами сульфатные накопления были маломощны; и то и другое вытекает из малой подвижности той наклонной к морю площадки, на которой развивались лагуны. Небольшие размеры водоемов приводили к тому, что терригенный материал, заносимый в них и получаемый абразией берегов, создавал много терригенных песчано-алевритово-глинистых осадков, да и сами галогенные отложения были им загрязнены. Различия древнего и современного лагунного галогенеза заключались часто в больших размерах древних лагун, большей насыщенности ими лагунной зоны, в разных мощностях галогенных слоев и толщ и в других деталях внутренней текстуры формаций.

Современные и древние заливные формации сходны в том, что каждая из них отвечает какой-то конкретной тектонической структуре депрессивного типа, длительно испытывавшей погружение и потому накопившей большую или меньшую толщ пород. Сходны они и в основных чертах морфологии бассейнов, то изометричных, округлых типа Кара-Богаз-Гола, то узких, удлинённых типа Бокано-де-Виррилла. При небольших



размерах солеродного водоема его галогенные осадки глинисты и подчинены толще терригенных же или терригенно-карбонатных вмещающих пород; с возрастанием размеров бассейна терригенный материал во все большей части своей остается по периферии, а галогенные отложения, локализованные преимущественно в центральных зонах, становятся все более чистыми от загрязняющих примесей. Эта закономерность наглядно вырисовывается из сопоставления формаций Рейнского грабена и Предкарпатского прогиба с сульфатно-карбонатным комплексом  $D_2^2$  Московской синеклизы и  $S_2$  Мичиганского бассейна. Отличия древних заливных формаций от их современных аналогов заключаются главным образом в том, что бассейны древние бывали часто много крупнее современных их аналогов, да и галогенез отличался в них порою большей полнотой, давая калийные соли.

Из сказанного видно, что *отыскание аналогий современного и древнего галогенеза, покоящееся на предварительном выделении естественных фациальных типов среди тех и других, позволяет не только различить сходные типы и выделить специфические древние, но и внутри аналогичных типов найти как черты сходства, так и черты отличия.* Это обстоятельство может быть квалифицировано, конечно, только как положительное, ибо оно делает наше познание галогенеза более глубоким и более осмысленным, чем это было до сих пор. Оно позволяет, в частности, предвидеть наличие в древних формациях некоторых таких черт, которые непосредственным наблюдением пока не констатируются. Так, знание химических типов современных внутриконтинентальных озер позволяет с уверенностью предсказать, что среди древних формаций найдутся отложения, отвечающие водам содового типа, а также сульфатным водам группы IIa и IIб. Знание же физико-химического механизма современной галогенной седиментации и, в частности, наличия годовых гидрохимических циклов и отражения их в текстуре соляных накоплений, наличия метаморфизма рапы и ее отражения в минералогии солевых фаз, явлений «солнечной кристаллизации» рапы — позволяет надежно интерпретировать такие черты состава и строения древних галогенных формаций, какие без этого вообще не могли бы быть дешифрованы. Отчасти мы видели это уже на изложенном материале, но более подробно увидим в дальнейшем.

---

## Глава II

### ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ ОТКРЫТЫХ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ И ИХ ОСОБЕННОСТИ

Наряду с формациями, в которых легко распознаются фациальные типы современного галогенеза, имеется ряд других, *физико-географические условия отложения которых уже не находят себе аналогов в современности и являются специфическим порождением прошлых геологических периодов*. Нужно сказать, что долгое время специфика их не была распознана из-за недостаточности фактического материала. И только сейчас, после проведения огромных работ по структурному бурению у нас и в США, истинная природа и глубокое своеобразие многих морских галогенных формаций стали очевидны.

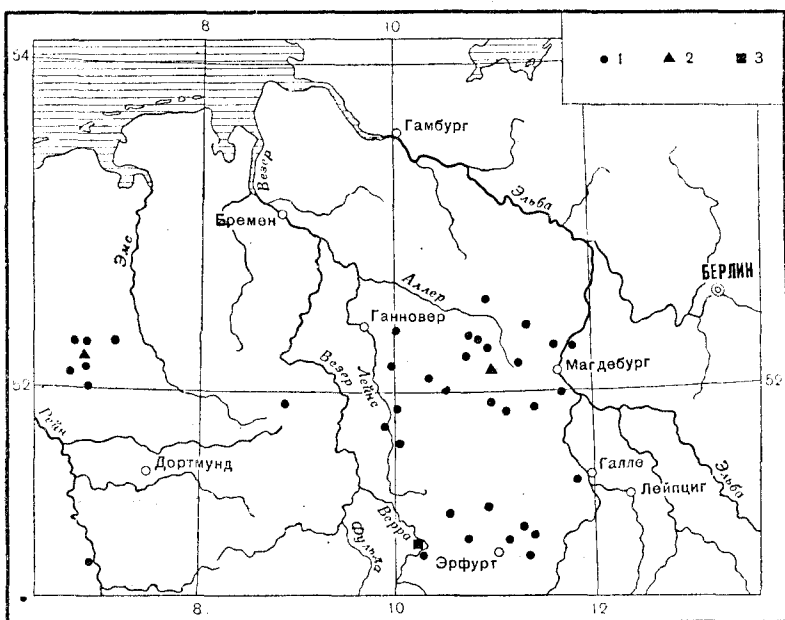
Как было уже указано в предыдущей главе, таких специфических древних типов галогенных формаций собственно два. Один из них возник в краевых частях открытых эпиконтинентальных морей; другой — в огромных внутриконтинентальных солеродных морях со сложной тектонической структурой субстрата, на котором бассейн располагался. Поскольку оба эти типа галогенных формаций пока малоизвестны, остановимся на их более подробной характеристике.

#### **Г. ГАЛОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ТРИАСА ГЕРМАНИИ**

Одним из интереснейших примеров галогенных формаций краевых частей эпиконтинентальных морей являются отложения рёта и среднего триаса Германии.

Тектонической базой, на которой возникли обе эти формации, является Среднеевропейская депрессия, оформившаяся впервые еще в конце нижней перми. Депрессия эта обнимала большую часть современной Северно-Германской впадины и Польско-Литовской синеклизы. С запада она ограничивалась каледонскими и герцинскими массивами Англии и Франции, включая Арденны; на севере — Балтийским щитом; на востоке — Полесским выступом; на юге — Чешским массивом, от которого на юго-запад протягивалась узкая приподнятая зона, ограничивавшая Среднеевропейскую депрессию от средиземноморской геосинклинали.

Галогенная рётская формация относится к самому концу нижнего триаса и согласно залегает на так называемом нижнем пестром песчанике. Последний представляет собою терригенную континентальную красноцветную аридную формацию. На юге, вдоль горного обрамления депрессии, в составе ее преобладает грубообломочный материал. Севернее (Магдебург-Гальберштадская мульда Саксонии) господствуют глины,



Фиг. 164. Места обнаружения каменной соли в рёте  
(по Е. Фульда — из книги М. П. Фивега).

1 — места обнаружения каменной соли верхнего пестрого песчаника (рёт);  
2 — соляные источники; 3 — содовые заводы.

преимущественно красные, реже голубоватые или зеленые. Еще севернее, в верхней части разреза, появляются карбонатные прослои. Общая мощность континентальной формации нижнего пестрого песчаника колеблется обычно от 200 до 300 м, редко больше.

В отличие от описанных аридных отложений, рётская галогенная формация представляет собою морское образование. Территориально формация залегает на всей площади Среднеевропейской депрессии, причем отложивший ее морской бассейн соединялся с геосинклинальным нормальным морем через силезско-моравский пролив, расположенный к востоку от Чешского массива.

Петрографический состав формации закономерно меняется от места втока морских вод в бассейн к удаленным участкам. В проливе, по южному и западному склонам Свентокшишских гор отложения главным образом терригенные, особенно внизу: плитчатые песчаники с прослоями глин; вверх по разрезу возрастает количество прослоев известняка; мощность рёта здесь превышает 100 м. Севернее, на территории Польской низменности (в Шубине), рёт складывается глинами с частыми маломощными прослоями известняков и мергелей с остатками фауны. К западу от Магдебурга обширная область занята галогенными отложениями; последние концентрируются в три ареала: на небольшой площади между рр. Рейном и Эмсом, между р. Эльбой и верховьями р. Эмса, к северу от г. Эрфурта (фиг. 164).

Разрез галогенных отложений на наибольшей из площадей (западнее Магдебурга) следующий. В основании располагается маломощный слой ангидрита (2 м); на нем залегает галит с прослоями ангидрита (40—80 м), покрываемый верхним ангидритом (2—14 м). Еще выше располагается толща (до 30 м) серого мергеля с прослоями доломита и желваками и прослоями ангидрита. Каменная соль в нижней части горизонта серая или водяно-прозрачная, часто крупнозернистая; в верхней части горизонта окрашена в красные или желтые цвета. Интересно наличие в некоторых

горизонтах соли красных вкрапленников полигалита; часты также серые кристаллы глауберита; постоянно присутствует ангидрит. За границами контуров каменной соли на значительной площади развиты ангидриты. Западнее и южнее, ближе к берегам бассейна, они сменяются серией песчано-глинистых пород.

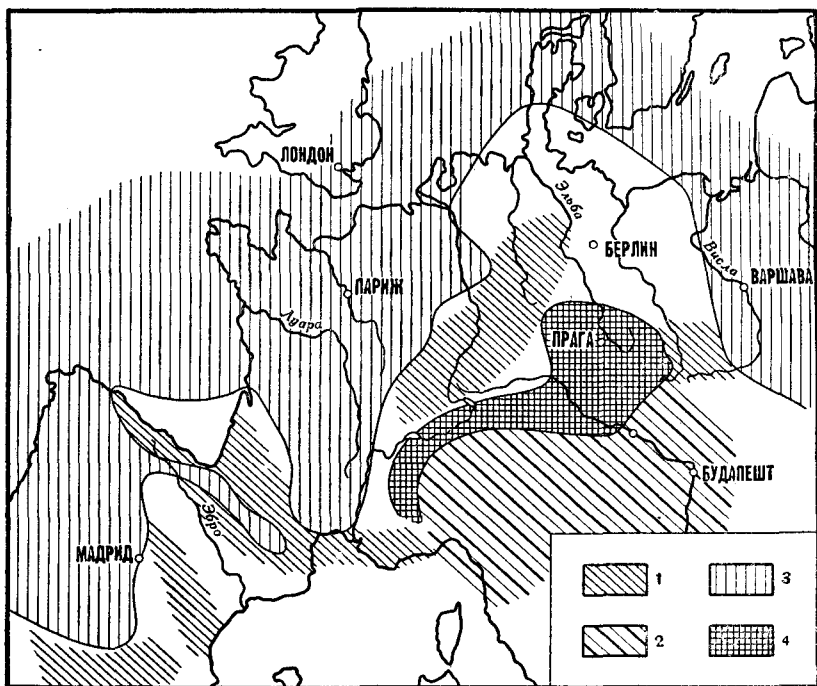
Мощность рёта в западной части площади его развития колеблется от 130 м, в разрезах без гипса и соли, до 240 м, при наличии каменной соли. Мощность же каменной соли в северо-западном углу соленосной площади превышает 100 м.

Из сказанного явствует, что *галогеенные отложения располагались в крайней и наиболее удаленной от втока морских вод части эпиконтинентального моря Среднеевропейской впадины*. Это обстоятельство придает строению формации явно выраженную *асимметрию*. Вместе с тем в составе формации собственно галогеенные отложения имеют подчиненное значение; наряду с соляными фазами имеется заметное количество обломочного материала, что свидетельствует о расчлененности прилежащего континента.

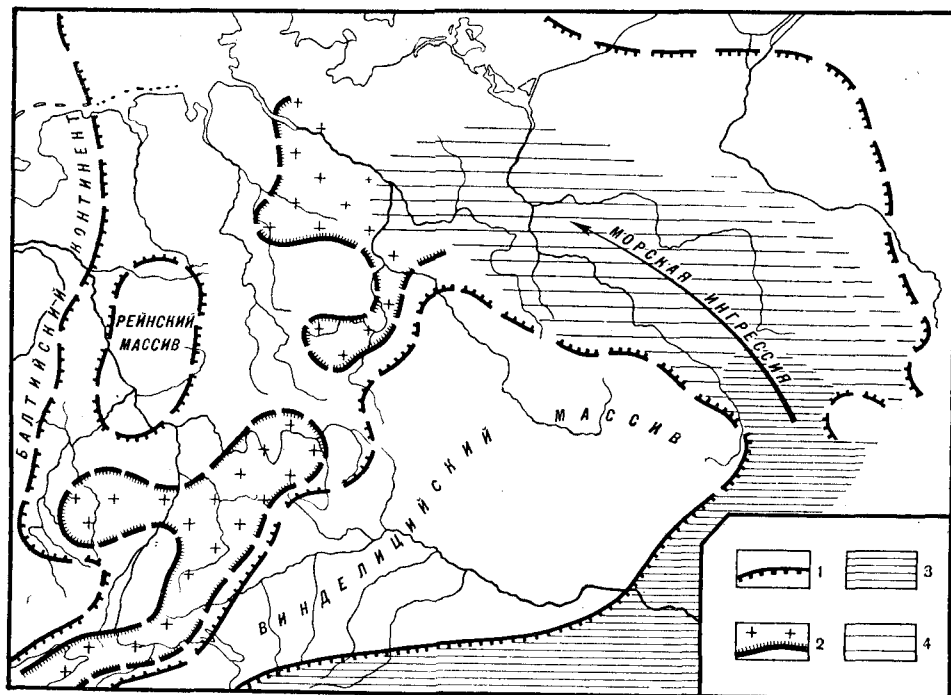
*Галогеенная формация среднего триаса* пространственно располагается на той же площади, что и рётская, причем залегает на последней согласно (фиг. 165). Вместе с тем среднетриасовая формация загрязнена терригенным материалом в значительно меньшей степени сравнительно с рётской, и локализация соляных отложений внутри нее существенно иная; все это, вместе взятое, и заставляет считать среднетриасовую формацию самостоятельным телом, обособленным от рётской формации.

На фиг. 166 показано (по Рихтеру-Бернбургу, 1955<sub>2</sub>) распределение типов осадков внутри галогеенной формации. Собственно морские отложения в виде известняков с криноидеями, губками и тамнастреями находятся на весьма ограниченной площади в юго-восточном углу бассейна между Чешским массивом и Лысой горой. Это был пункт, через который в бассейн вливалась вода нормальной солености — так называемая «силезская форточка». На прилежащей с севера и северо-запада обширной площади отлагались вначале диплопоровые доломиты, а затем чередующиеся слои доломита и гипса (ангидрита). В западном направлении роль ангидрита возрастает, так что у г. Серлине средний триас обладает мощностью 80 м, из которых 12—16 м приходится на ангидриты, а остальное на доломиты. Западнее Эльбы в разрезе появляется каменная соль, прослеживающаяся в юго-западной Германии вплоть до Швейцарии. Соль залегает двумя обособленными ареалами прихотливых очертаний, окруженными каждый по периферии более или менее широкой каймой ангидритов. Как видно на фиг. 167, каменная соль приурочена к нижней части формации, причем последовательная смена пород по вертикали демонстрирует классический галогеенный парагенетический ряд: вначале доломит (битуминозный), потом базальный ангидрит небольшой мощности, выше — каменная соль общей мощностью 8,3 м, посередине пласта которой — тонкий пропласток ангидрита, мощностью всего 0,12 м; несмотря на свою маломощность, этот слой ангидрита выдержан почти на всей площади бассейна и является хорошим маркирующим горизонтом. Над каменной солью располагается покрывающий ангидрит (8,2 м), переслоенный глиной, а затем доломиты, известняки. Общая мощность галогеенной формации, среднего триаса Германии, таким образом, невелика, но местами достигает 40 м. Прибрежные отложения, развитые на северо-западе Германии, а также в районе Вюрцбурга и далее на юго-западе, представлены красноцветными мергелями.

Обозревая строение среднетриасовой галогеенной формации в целом, нетрудно видеть, что *в ней еще ярче, чем в рётской, проступает асимметричное и вместе строго закономерное расположение галогеенных отложений*. Вблизи втока питающих морских вод — это чисто карбонатные отложения, далее — на обширной площади — переслаивание карбонатов и

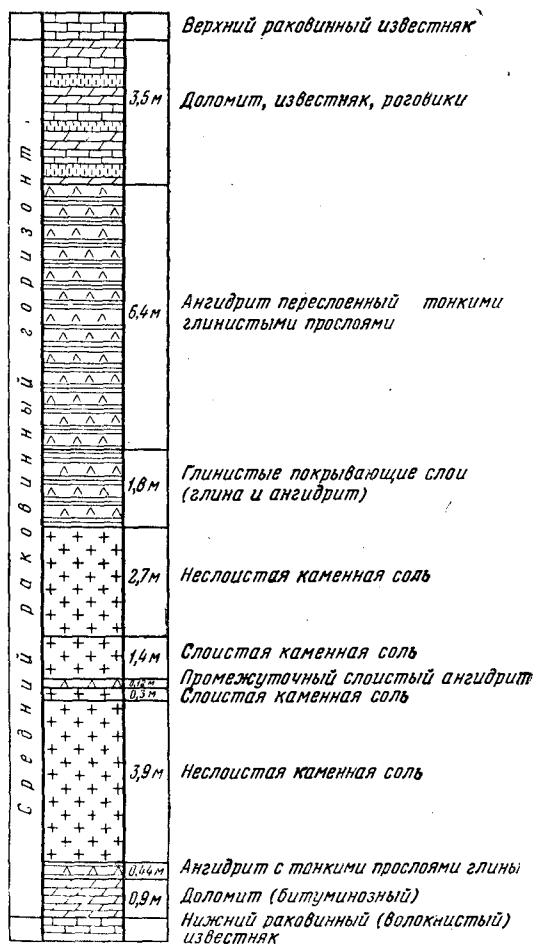


Фиг. 165. Палеогеографическая схема для нижнего триаса (по М. Жинью с уточнениями М. П. Фивега) для Аквитанской впадины.  
 1 — триас германского типа; 2 — геосинклинальный триас; 3 — континентальные отложения (суша); 4 — Винделицкий остров.



Фиг. 166. Фации среднего триаса Германии (по Рихтер-Бернбургу).  
 — предполагаемая граница области осадконакопления; 2 — первичное распространение каменной соли; 3 — распространение морских отложений без  $\text{CaSO}_4$ ; 4 — распространение морских отложений с  $\text{CaSO}_4$ .

сульфатов, а еще дальше от втока, в западной половине бассейна, представляющей по сути дела глухую его часть, совсем отрезанную от открытого моря,— галит. Эта смена отложений явно указывает на прогрессирующее осолонение бассейна по мере удаления от втока. Обратим внимание на сложную конфигурацию этой части бассейна и на наличие в ней крупного Рейнского острова. Вполне вероятно, что эта часть водоема отличалась достаточно сложным рельефом дна и вместе с тем, как показывает пролегание изопахиты 50 м, наиболее интенсивным прогибанием.



Фиг. 167. Разрез галогенной формации среднего триаса (из Лотце).

Ф. Лотце (1938) назвал среднегерманский солеродный бассейн германским Кара-Богаз-Голом. Мне кажется, однако, что правильнее рассматривать этот бассейн не как залив, а как краевую часть геосинклинального моря Тетис, занимавшую тектонически и геоморфологически сложную депрессию, отгороженную от нормального бассейна крупным гористым островом и обладавшую островами и внутри бассейна. Сложность структуры залитой территории и определила затрудненные связи краевой области моря с центральной открытой ее частью, что в условиях аридного климата создало осолонение.

Рётская и среднетриасовая галогенные формации не являются единственными представителями формаций краевых зон моря, заливавших

тектонически сложные территории. К их числу, вероятно, относятся также галогенные формации верхней юры Таджикистана, Делаварский бассейн перми Сев. Америки и некоторые другие. Если такая группировка верна, она приоткрывает новую существенную черту галогенеза в краевых зонах открытых морей: большую полноту осадочного процесса, приводившую к возникновению калийных отложений. При этом юрские К-соли относятся к типу бессульфатных, Делаварского же бассейна — к сульфатным. Существенно, что краевые зоны открытых морей со сложной тектонической структурой развиваются на базе молодых эпигерцинских платформ, вступивших в стадию тектонического расчленения.

## **II. СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ $D_3^2$ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Наряду со случаями, когда краевая зона моря располагается на тектонически сложном субстрате, наблюдаются другие, когда субстрат, заливаемый морем, отличается более простой структурой типа обширных синеклиз, обрамленных антеклизмами. В этих случаях морфология краевой зоны моря также становится простой, а затрудненность связей с основным водным массивом моря делается менее наглядной, как бы затупевывается, хотя при ближайшем исследовании ее все же удается установить. Такого рода случаи известны для галогенных формаций древних докембрийских платформ; некоторые из них мы в дальнейшем и опишем.

Исключительный интерес с этой точки зрения представляют данково-лебедеянские слои Московской синеклизы. До недавнего времени они были известны почти исключительно по естественным выходам на Центральном девонском поле, но сейчас вскрыты многими опорными скважинами в Европейской части СССР; обработка этих данных В. Г. Махлаевым (1956) впервые вскрыла истинную природу их в Московской синеклизе и соотношение с более восточнорасположенными верхнефаменскими толщами.

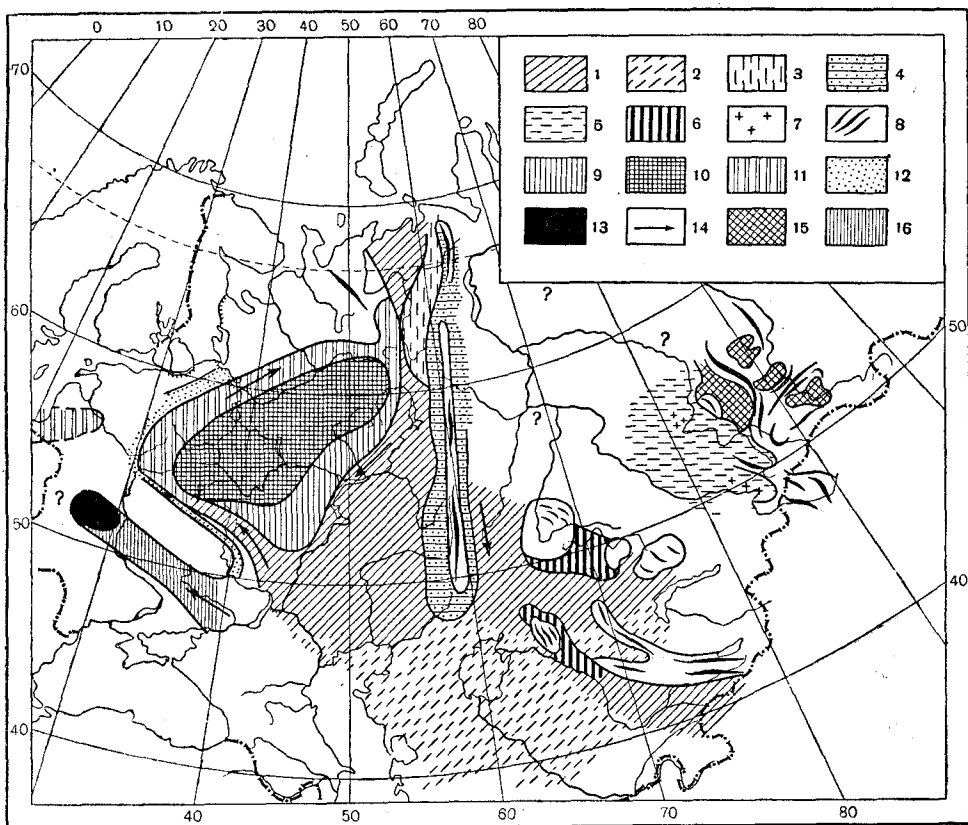
Чтобы сразу жесхватить специфику этой формации, остановимся вкратце на общих чертах верхнефаменской палеогеографии в западной половине СССР.

### **1. ОБЩАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕРХНЕФАМЕНСКОГО ВРЕМЕНИ**

Как видно из схемы (фиг. 168), в западной половине СССР располагался тогда огромный бассейн, занимавший Урало-Сибирскую геосинклинальную зону, восточную половину Русской платформы и Крымско-Кавказскую гессинклинальную область<sup>1</sup>. В пределах Урало-Сибирской зоны, доступной лишь в своей южной половине, бассейн имел островной характер. Вдоль восточного Урала протягивалась, по-видимому, непрерывная и довольно высокая, гористая, интенсивно денудированная кордильера, составлявшая в прилежащие части моря много полимиктового песчано-алевритового и глинистого материала, особенно на участке Южного Урала, где в это время начала формироваться мощная зилаирская толща. В Центральном Казахстане и в Средней Азии островов также было много<sup>2</sup>, но рельеф их был низкий, плоский; вокруг островов поэтому накоплялась лишь неширокая и маломощная прибрежная кайма песчано-глинистых

<sup>1</sup> При составлении этой схемы были использованы палеогеографические карты С. М. Андроновой — по Уралу, Мартыновой — по центральному Казахстану, Т. Н. Бельской — по Кузбасу, В. Г. Махлаева — по Московской синеклизе, Т. И. Кушнareвой — по Тиману и Печорской впадине.

<sup>2</sup> На карте Мартыновой показана дополнительно серия малых островных поднятий, не изображимых в масштабе нашей схемы.



Фиг. 168. Палеогеография данково-лебедянского времени.

1 — главным образом известняки; 2 — то же, гипотетические; 3 — битуминозные отложения до-маниковского типа; 4 — песчано-глинистые отложения; 5 — то же, гипотетические; 6 — доломиты Центрального Казахстана; 7 — эффузивные породы; 8 — горные цепи; 9 — нормальные доломиты; 10 — переслаивание гипсов с доломитами; 11 — переслаивание доломитов с глинами; 12 — прибрежные (частью континентальные) песчано-глинистые отложения; 13 — калийные соли + NaCl; 14 — направление течений; 15 — континентальные отложения; 16 — каменная соль.

отложений, быстро уступавшая место карбонатной седиментации в меж-островных пространствах. Среди карбонатных пород господствуют известняки органогенного и органогенно-детритусового типа; доломитные осадки (пятнистые, метасоматические, но иногда и седиментационные) каймой окружали острова, порой захватывая и межостровные пространства. Гипсообразование в виде малых по мощности и ничтожных по площади линз констатировано лишь в разрезах южнее оз. Тениз и принадлежит несомненно лагунному типу; гипсы отложились здесь в единичных малых лагунах и самостоятельной галогенной формации не образовали. В восточной половине геосинклинальной зоны рельеф островов, а также прилегающей суши был расчлененным; поэтому к востоку от Иртыша господствует терригенное осадкообразование; местами (Рудный Алтай, Новосибирская область) имела место эффузивная деятельность. На площади западносибирских каледонид морская седиментация сменялась мощным континентальным осадконакоплением во внутриконтинентальных котловинах между гористыми хребтами Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Саян (Минусинская, Тувинская котловины). Гипсы констатированы лишь в северо-восточной части Кузнецкой котловины, где они принадлежат самым верхам верхнефаменских отложений и развиты в виде ничтожных пластинок по периферии морского бассейна. Несомненно, это все тот же



лагунный тип, включая в него и приморские озера, из лагун развившиеся; самостоятельной галогенной формации и здесь нет.

Существенно иными чертами отличалась верхнедевонская седиментация на Русской платформе. Здесь располагался огромный плоскодонный мелководный бассейн, дававший два крупных ответвления. В одном из них, узком и длинном, локализованном в Днепровско-Донецкой впадине, в верхнефаменское время возникла соленосная толща Припятьскэго прогиба и Днепровско-Донецкой синеклизы<sup>1</sup>. Второе ответвление было локализовано на площади Московской синеклизы и отличалось своеобразным характером. Это был огромный заливообразный участок с весьма широким и нечувствительным переходом в открытое море, лежавшее восточнее. Морфологически он напоминает участок Атлантического океана, под названием Бискайского залива, участок Северного полярного океана, именуемый морем Лаптева, и аналогичные современные водные массивы. Учитывая именно широкий фронт, на котором бассейн Московской синеклизы переходит на восток в открытое море, мы будем называть его в дальнейшем не заливом, а краевой зоной моря, врезанной в континент.

Осадконакопление в этой зоне было своеобразно. По периферии вреза отлагались континентальные красноцветные осадки; полоса их широка на северо-западной окраине, где она прилегает к Балтийскому щиту, и весьма узка, вплоть до выклинивания, по северо-восточному склону массива Воронежского, что надобно связывать, вероятно, с неодинаковой крутизной склонов этих выступов докембрийского фундамента. Континентальная зона окаймлялась полосой терригенно-карбонатного, преимущественно морского осадкообразования, также широкой по северо-западному борту синеклизы и узкой — по юго-западному. В этой полосе среди карбонатных пород весьма широко развиты доломиты, особенно на северо-западе, и появляются тонкие прослои и включения гипса. К центральной части Московской синеклизы приурочено обширное поле доломитов, переслаивающихся с весьма протяженными пластами гипсов и ангидритов обычно небольшой мощности — в доли метра или немногие метры; но в Московском, Тульском и Углегорском районах встречаются гипсы до 20 м мощности, причем и общее число гипсовых прослоев здесь возрастает. Общая площадь доломито-гипсового поля в синеклизе достигает 700000 км<sup>2</sup>. По юго-восточной стороне это поле оконтуривается сравнительно неширокой зоной доломитов, переслаивающихся с известняками. Число доломитовых пластов в восточном направлении все убывает, и, наконец, разрез становится известковым, лишь с локальными и подчиненными включениями доломитов метасоматического типа. Известковые породы залегают в восточной половине платформы обширной меридиональной полосой от берегов Баренцева моря к Северному Каспию, уходя отсюда на Юго-восток в Среднюю Азию и сливаясь с полосой известковых же отложений Центрального Казахстана.

Итак, мы впервые встречаемся с парадоксальным случаем, когда в водоеме, представляющем собой, в сущности, краевую часть открытого моря, широко и без видимых препятствий сообщавшуюся с центральной его областью, возникают типично галогенные отложения, которые мы знаем лишь в водоемах, ясно изолированных от нормального моря. Так ли действительно обстояло дело? И каков в таком случае механизм возникновения галогенных отложений? Чтобы ответить на эти вопросы, необходимо несколько ближе ознакомиться со строением данково-лебедевских отложений Московской синеклизы, разъясненным весьма обстоятельным исследованием В. Г. Махлаева.

<sup>1</sup> Здесь имеются также и франские галогенные отложения, но они образуют самостоятельные формации и тут не рассматриваются.

## 2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ И СТРОЕНИЕ ДАНКОВО-ЛЕБЕДЯНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Петрографические и фациальные типы данково-лебедянских отложений весьма разнообразны (табл. 35). Это кварцевые песчаные и гравийные породы, глины, известковые песчаники, разнообразнейшие известняки — оолитовые, органогенные, пелитоморфные, строматопоровые, водорослевые и др., известняковые брекчии и конгломераты; доломиты и доломитизированные известняки со структурами, аналогичными структурам известняков; гипсо-доломитовые породы, гипсы и ангидриты. Фациально они отвечают в одних случаях участкам моря с нормально-соленой водой, в других — участкам с повышенной соленостью, наконец — участкам высокоминерализованной воды. Среди двух первых фациальных типов В. Г. Махлаевым распознаны осадки прибрежной зоны до глубины 10—15 м, мелководной зоны с глубинами 10—60 м и умеренно глубоководной зоны с глубинами свыше 60 м. Общая характеристика всех этих фациальных типов осадков дана вкратце в табл. 35.

С точки зрения состава разрез данково-лебедянских слоев отчетливо распадается на два сходно построенных цикла. Первый обнимает лебедянские, мценские и кисилево-никольские слои. В начале лебедянского времени (фиг. 169) по западной окраине располагалась зона красноцветных песчано-глинистых прибрежных, частью и континентальных (?) отложений почти без органических остатков; на северо-западе эта зона широка, на юго-западе, у Воронежского массива, — узка. Восточнее песчано-глинистой зоны шла полоса терригенно-карбонатных отложений; в ней осадконакопление резко менялось на разных участках. На северо-западе и западе с песчано-глинистыми осадками комбинируются только доломитные породы без фауны, либо с весьма скудными остатками рыб; на отдельных горизонтах встречаются включения и пропластки гипсов небольшой мощности; все это говорит о заметно повышенной солености воды. На юго-западе, вблизи Воронежского массива, гипсы из разреза зоны исчезают, доломиты замещаются известняками с остатками довольно разнообразной фауны, включающей не только эвригалинных пелеципод и гастропод, но и стеногалинных брахиопод, криноидей; это свидетельствует о нормально-морской солености бассейна.

Большая часть площади лебедянского бассейна характеризуется карбонатным осадкообразованием; в бассейне р. Дона, т. е. вблизи Воронежского массива, с СЗ на ЮВ протягивается довольно крупная полоса, в которой отлагались разнообразные известняки (оолитовые, органогенно-обломочные, биоморфные и пр.) с относительно богатой фауной, включающей стеногалинные группы, в том числе одиночные кораллы; этот участок моря отличался, очевидно, соленостью воды, наиболее приближавшейся к нормально-морской. В Поволжье и Заволжье среди известняков встречаются более или менее часто прослой и макролинзы седиментационно-диагенетических доломитов, но фауна еще остается достаточно разнообразной. К северу оба известковых участка сменяются узкой и прихотливой по очертаниям полосой первичных седиментационных доломитов уже без органических остатков, либо со скудными остатками эвригалинных форм. Центральную часть формации, занимающую в общем осевую часть Московской синеклизы, составляет сульфатно-доломитовая серия, образованная переслаиванием плотных немых микро- и тонкозернистых доломитов с пластами гипсов. Эта область бассейна обладала, очевидно, водой максимально соленой.

Описанная картина осадкообразования свойственна была лишь началу лебедянского века. В верхнелебедянское время по западной окраине глинистые отложения приобрели большее значение в разрезе и дальше продвинулись к центру бассейна, чем в нижнелебедянское время;

Фациальные типы отложений Данково-лебединского бассейна  
(по В. Г. Махлаеву с некоторыми изменениями)

| Зоны  | Область нормально-морских и слабо опресненных вод (известковые осадки)  | Область повышенной солености (доломитовые осадки)  | Область большой солености (сульфатные осадки)  |
|---|---|--|--|
| Прибрежная до глубин 10—15 м                | <p>1. Известняковые брекчии растрескивания и раздробления, крупнообломочные брекчии взмучивания. Известняковые конгломераты</p> <p>2. Известняковые песчаники, оолитовые и органо-генные известняки (пелециподовые, брахиоподовые и остракодовые, серпуловые, криноидные ракушняка), а также детритовые известняки, содержащие крупнообломочный известняковый материал или связанные с известняковыми конгломератами. <i>Строматопоровые известняки</i></p> <p>3. Кварцевые песчаные и гравийные породы, то известковистые, то без извести. Глины каолиновые среди песчаных пород. Между 2-й и 3-й группами постепенные переходы через пелециподовые ракушники с обильным кварцевым песчаным материалом</p> | <p>1. Доломитовые конгломераты, брекчии растрескивания и раздробления, крупнообломочные брекчии взмучивания, доломитовые песчаники, связанные с доломитовыми конгломератами и брекчиями</p> <p>2. Доломитовые ракушечники (пелециподовые, серпуловые, остракодовые и др.); детритовые и оолитовые доломиты, если они содержат крупнообломочный доломитовый материал или связаны с крупнообломочными доломитовыми породами. <i>Строматопоровые доломиты</i></p> <p>3. Кварцевые песчаные и песчано-гравийные породы, связанные с доломитами</p> | Осадков нет  |
| Мелководная с глубинами от 10—15 до 50—60 м | <p>1. Мелкообломочные брекчии взмучивания</p> <p>2. Известняковые песчаники и алевролиты, микрозернистые известняки (детритовые и хемогенные), не содержащие крупнообломочного известнякового материала и не связанные с крупнообломочными известняками</p> <p>3. Кварцевые песчаники и алевритовые породы, глины бескарбонатные или известковые с песчаным материалом или без него</p>   | <p>1. Доломитовые мелкообломочные брекчии взмучивания</p> <p>2. Доломитовые песчаники и алевролиты, детритовые оолитовые и кристаллически-зернистые доломиты, не содержащие крупнообломочного доломитового материала и не связанные с крупнообломочными доломитами. Полосчатые доломиты с кварцевыми алевритовыми прослойками</p> <p>3. Кварцевые песчаные, алевритовые и глинистые породы, связанные с доломитами</p>   | <p>1. Гипсово-доломитовые и гипсовые осадки</p> <p>2. Кварцевые алевритовые и глинистые породы, связанные с гипсом</p> |

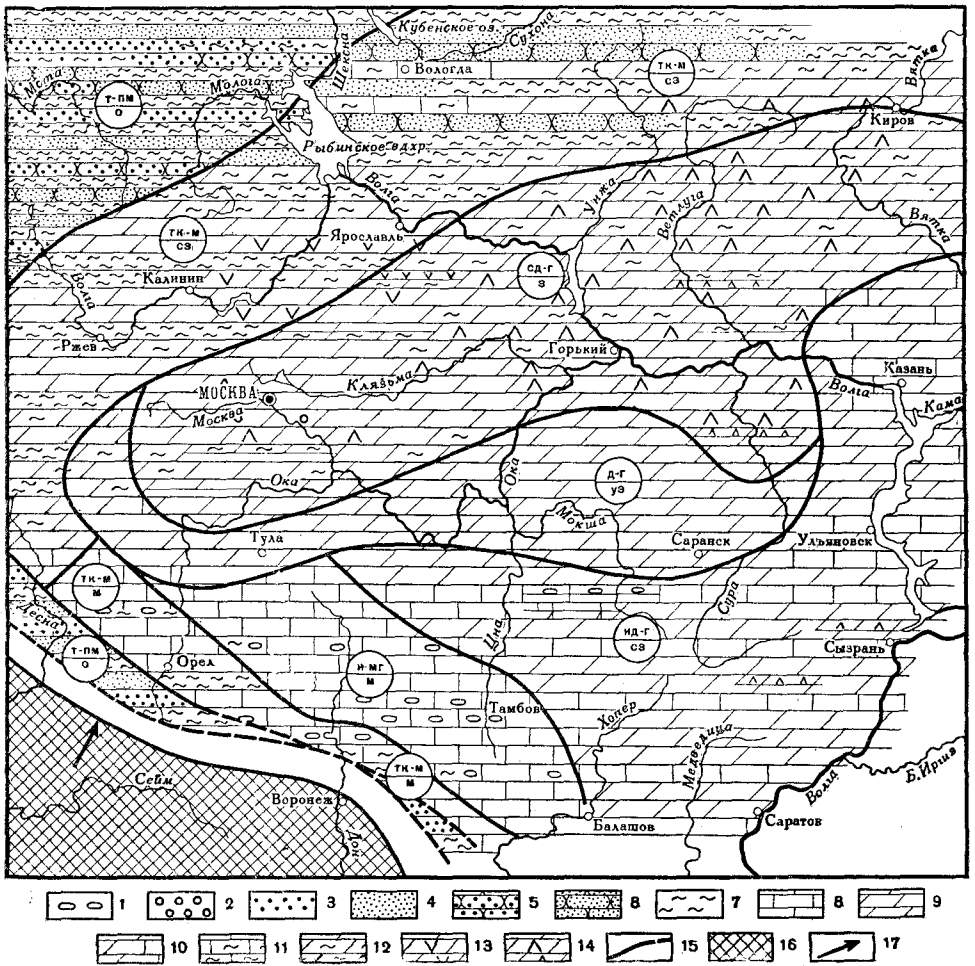
Т а б л и ц а 35 (продолжение)

| Зоны   | Область нормально-морских и слабо опресненных вод (известковые осадки)   | Область повышенной солености (доломитовые осадки)   | Область морской солености (сульфатные осадки)                          |
|--|--|---|--|
| Умеренно-глубоководная с глубинами свыше 50—60 м | 1. Тонкозернистые известняки елецкого типа с небольшим количеством раковин брахиопод и членников криноидей или без них. <i>Не содержат остатков водорослей</i> | 1. Мощные выдержанные пачки массивных доломитов, не содержащие кварцевого терригенного и обломочного доломитового материала (доломитовые аналоги известняков елецкого типа). Полосчатые доломиты, не содержащие кварцевого алевритового материала | Плотные массивные чистые гипсы и ангидриты. Слоистые сульфатные породы |

одновременно резко расширилась область эпизодического сульфатонакопления в центре синеклизы, далеко продвинувшись на восток; соответственно расширилась и область доломитообразования; участки накопления чисто известковых осадков, напротив, сильно сузились, а фауна, обитавшая на них, сильно обеднела и, что особенно важно, потеряла практически все стеногалинные формы. *Все эти признаки согласно свидетельствуют о некотором сокращении Лебедянского бассейна, а также — заметном его осолонении, что было вызвано, очевидно, более затрудненной его связью с располагавшимся в Заволжье нормально-солевым морем.* Приток морской воды в лебедянский осолоненный район осуществлялся вдоль северо-восточной окраины Воронежского массива, в полосе, ставшей гораздо более узкой, чем ранее.

Регрессия, наметившаяся было во второй половине лебедянского времени, вскоре сменилась движениями водных масс противоположного знака; *мценское время отличается новым расширением краевой зоны моря с одновременным значительным его рассолонением* (фиг. 170). Доказательством трансгрессии является отодвигание полосы песчано-глинистых и терригенно-карбонатных отложений на запад и общее расширение площади чисто-карбонатной седиментации; доказательством же рассолонения — практически полное исчезновение гипсообразования в центральной части бассейна; в мценское время здесь накапливаются только нормальные по составу седиментационные доломиты. Характерно, что фауна мценского времени становится вновь богатой и разнообразной и включает много стеногалинных групп.

В киселево-никольское время палеогеографические и фациальные условия меняются еще раз. Происходит сокращение площади моря, что вызывает миграцию на восток, ближе к центру Московской синеклизы, полосы терригенно-карбонатных отложений; при этом терригенный материал становится более грубым и наряду с глинами появляются песчаные породы. В центре синеклизы на обширной площади дна восстанавливается сульфатонакопление, притом в значительных количествах; полоса известковых осадков у северо-восточной окраины Воронежского массива едва намечена. Органический мир резко беднее и представлен лишь ярко выраженными эвригалинными группами — остракодами, пелециподами и червями; но и эти группы дали всего 6 видов, принадлежащих 6 родам, при изобилии индивидуумов. Наличие существенного осолонения морского бассейна, хронологически совпавшего с регрессией, совершенно несомненно.

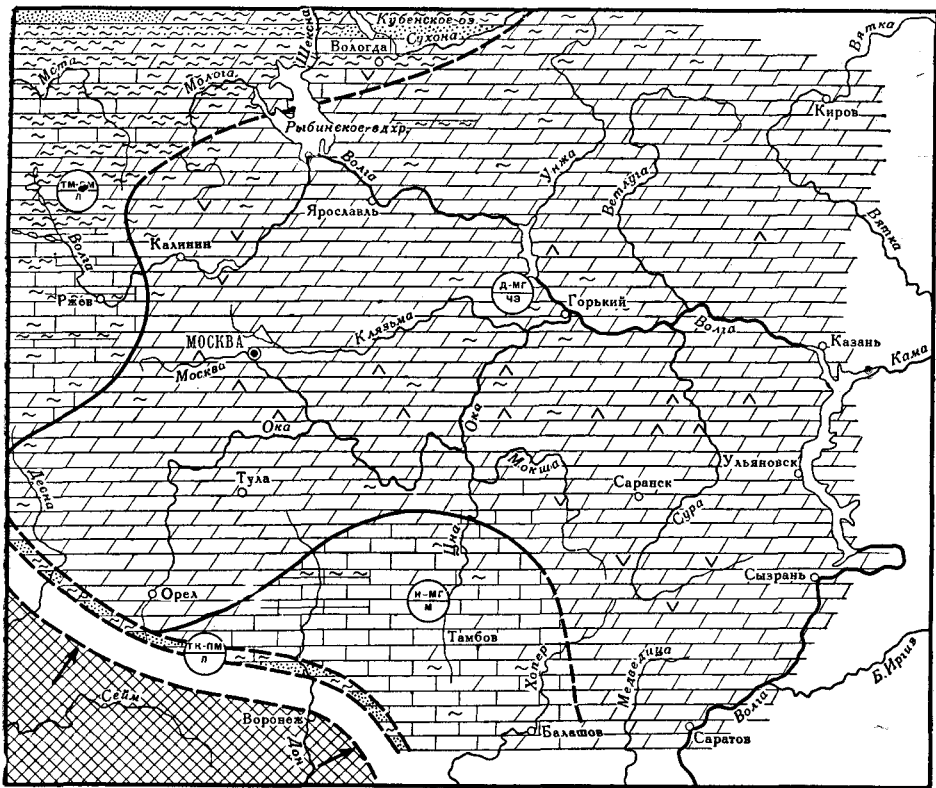


Риг. 169. Фации начала лебедянского времени (по В. Г. Махлаеву, упрощено).

1 — карбонатные гравий и галька; 2 — карбонатный песчаный материал; 3 — песок кварцевый; 4 — алевролит; 5 — песчаник; 6 — алевролит; 7 — глина; 8 — известняк; 9 — доломит; 10 — известково-доломитовая порода; 11 — мергель известковый и известняк глинистый; 12 — мергель доломитовый и доломит глинистый; 13 — гипсо-доломитовая порода; 14 — ангидрит-доломитовая порода; 15 — границы между фаціальными зонами; 16 — области сноса; 17 — направление сноса. Дробью в кружках показаны — в числителе фации: Т — терригенные, К — карбонатные, И — известковые, Д — доломитовые, ТК — терригенно-карбонатные, ИД — известково-доломитовые; СД — сульфатно-доломитовые; на втором месте (через черточку) — зоны бассейна по глубине: П — прибрежная, М — мелководная, Г — умеренно глубоководная, ПМ — прибрежно-мелководная; МГ — мелководная и умеренно глубоководная; в знаменателе зоны солёности вод бассейна: О — опресненные, М — морские, СЗ — слабо засоленные, УЗ — умеренно засоленные, З — засоленные, Л — лагунные (опресненные или слабо засоленные).

Итак, после некоторого начального состояния бассейна Московской синеклизы в нижнелебедянское время и сужения его в конце этого времени последовала отчетливо выраженная трансгрессия и рассоление в мценское время и новое сокращение, сопровождавшееся осолоением в киселево-никольское время. Отметим уже теперь, что *садка сульфатов в лебедянском море строго отвечает моментам регрессии.*

Второй цикл в истории данково-лебедянского бассейна открывается тургенским временем. Общие размеры водоема и его фаціальная зональность, как легко убедиться из фиг. 171, близко напоминают ситуа-

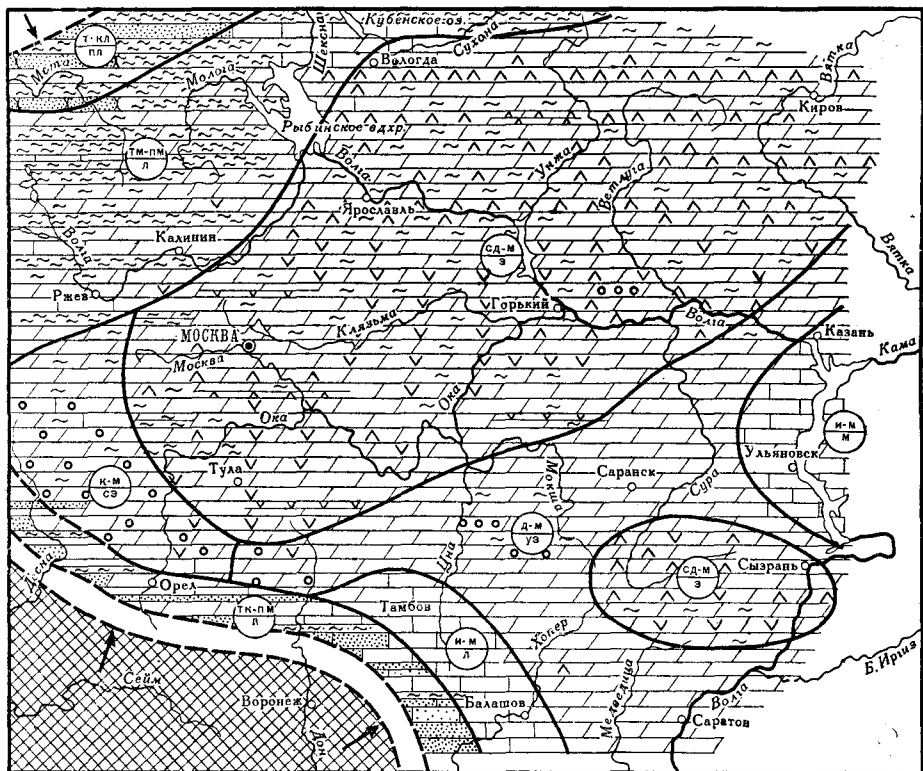


Фиг. 170. Фации мценского времени (по В. Г. Махлаеву).

Условные обозначения те же, что на фиг. 169.

цию киселево-никольского времени. Та же сильная сдвинутость на восток периферических обломочных отложений, то же интенсивное развитие сульфатно-доломитовых пород, та же подавленность известковых осадков. Но фауна стала несколько богаче: 15 родов и 16 видов; появляются наутилоидеи, фораминиферы, что может свидетельствовать о несколько меньшей солености залива, по крайней мере в его краевой части, у Воронежского массива. Интересным новым штрихом в литофациальной карте тургеневского времени является обособленное пятно гипсонакопления несколько западнее (и юго-западнее) Самарской Луки.

Следующий — кудеяровский — век отличается, подобно мценскому, явными признаками расширения и рассолонения моря. На трансгрессию указывает резкое смещение на запад зоны терригенно-карбонатной седиментации и почти исключительно глинистый характер материала, поступавшего на сохранившиеся донные участки периферической зоны бассейна. Рассолонение же доказывается практическим исчезновением на всех участках синеклизы, особенно в ее центральной области, сульфатных отложений; всюду развиты лишь доломиты, притом содержащие фауну, хотя и скудную и угнетенную в центральных частях синеклизы. В краевой же зоне водоема, примыкавшей к Воронежскому массиву, а также в Поволжье, где отлагались известняки, органический мир становится заметно разнообразным: 27 видов, принадлежащих 15 родам; среди них присутствуют и некоторые стеногалинные группы: брахиоподы (5 видов четырех родов) и иглокожие (1 вид). В общем, по гидрохимическому режиму и палеогеографии бассейн в кудеяровское время был весьма близок к водоему мценского времени.



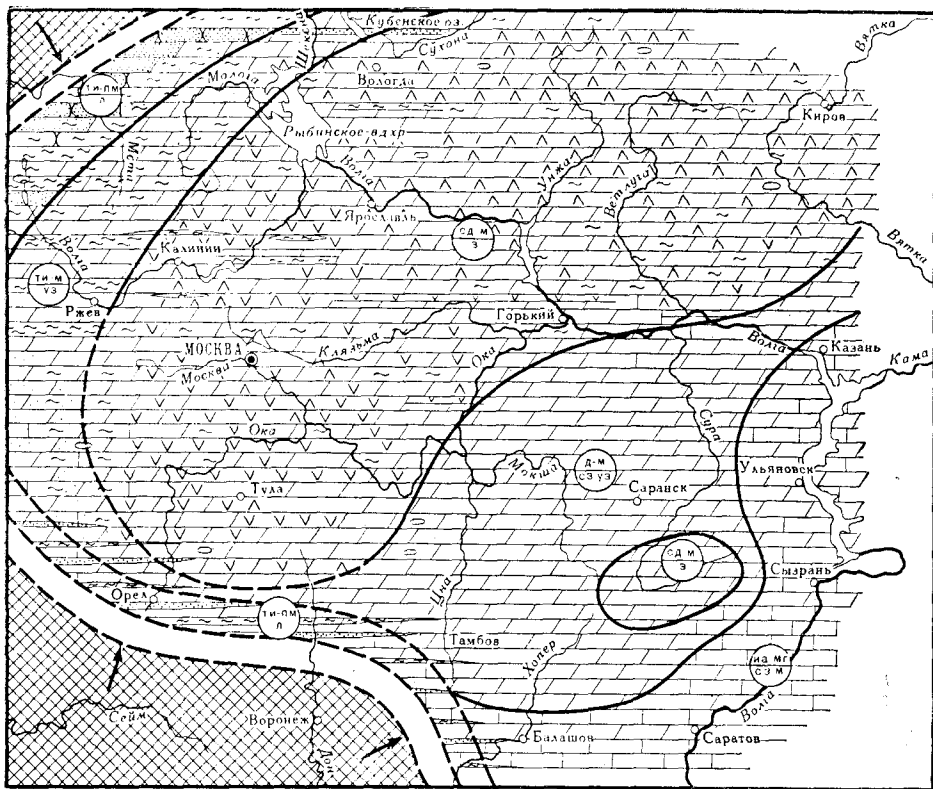
Фиг. 171. Фаши тургеневского времени (по В. Г. Махлаеву).

Условные обозначения те же, что на фиг. 169.

В заключительный момент второго цикла, в озерское время, как видно на фиг. 172, размеры краевой зоны моря опять сокращаются и полоса терригенной седиментации смещается внутрь синеклизы; в центральной части бассейна вновь обозначается сульфатная седиментация; на этот раз в особенно сильной степени, максимальной за весь данково-лебединский век; мощность гипсовых слоев наибольшая в юго-западной части водоема, где отдельные слои достигают 20 м. Одновременно фауна на подавляющей части площади синеклизы нацело вымирает и даже в наименее осолоненной полосе у Воронежского массива ограничивается всего 5 видами, принадлежащими 5 родам, по одному у фораминифер, червей, остракод, брахиопод, пелеципод.

В хованское время водоем, сохраняя прежние размеры, сильно рассолоняется, настолько, что полностью исчезает гипсообразование, и даже доломитные осадки на большей части площади замещаются известковыми. Органический мир резко обогащается: 19 видов, принадлежащих 19 родам, среди которых 4 вида брахиопод, 1 — коралл. На сей раз рассолонение идет без сопровождения трансгрессией и имеет своей причиной смену климатического режима; аридный климат уступает место гумидному. Начинает реализоваться новый план климатической зональности — герцинский, с широкой гумидизацией климатов в начальные его моменты (см. том 1, гл. 5).

Оставляя в стороне хованское время с его спецификой, в двух предшествующих ему циклах данково-лебединского века мы видим строго закономерное течение событий. Начало каждого цикла, отвечающее меньшим размерам моря, характеризовалось широким развитием тер-



Фиг. 172. Фация озерского времени (по В. Г. Махлаеву).

Условные обозначения те же, что на фиг. 169.

ригенных отложений по его западной периферии и одновременно резким осолонением центральной области, где отлагались не только доломиты без фауны, но и гипсовые прослои, иногда заметной мощности. Затем следовало расширение бассейна, сопровождавшееся отодвиганием зоны терригенных осадков на запад, часто за пределы карты, и рассолонением центральной области водоема, где прекращалось гипсонакопление и оставалась лишь садка доломитов, иногда немых, но порою и с фауной; в наиболее рассолоненных частях бассейна, у северо-восточного края Воронежского массива, в это время обитала богатая фауна, в составе которой появлялись стеногалинные группы: брахиоподы, иглокожие, кораллы. Заключительный этап каждого цикла характеризовался новым сокращением моря, появлением вдоль западного побережья терригенных песчано-глинистых осадков, а в центральной области — гипсов; фауна здесь нацело вымирала и только в наименее осолоненном приворонежском участке уцелел скудный органический мир из стеногалинных групп с признаками угнетения.

«Сравнение между собою аналогичных толщ из нижнего и верхнего осадочных циклов — лебедянской и тургеневской, мценской и кудеяновской и т. д., — пишет В. Г. Махлаев (1961), — выявляет отчетливую направленность эволюции Данково-лебедянского бассейна. Он прогрессивно, хотя и с перерывами, сокращался, мелел и засолялся, населявшая его фауна исчезала. Например, отложения лебедянской толщи распространяются в Центральном поле дальше к юго-западу, чем аналогичные им



по удаленности от берега отложения тургеневской толщи; первая включает сравнительно глубоководные пачки слоев, сложена в Центральном поле преимущественно известняками и содержит довольно разнообразную фауну; вторая является нацело мелководной, сложена на той же территории преимущественно доломитами и содержит значительно более бедную фауну. Кудеяровский бассейн в Центральном поле был более засоленным, чем мценский, и лежал внутри контуров последнего (но по степени разнообразия остатков организмов эти толщи более или менее одинаковы)... Нижний осадочный цикл содержит почти вдвое больше видов и намного больше родов организмов, чем верхний цикл. Этот факт убедительно говорит об ухудшении условий жизни в Данково-лебедянском бассейне во вторую половину времени его существования, сравнительно с первой. Оскудение фауны началось еще в елецкое время и продолжалось с перерывами до конца девонского периода, так как фауна задонских слоев богаче фауны слоев елецких, которая в свою очередь богаче фауны нижнего осадочного цикла данково-лебедянских слоев. Уменьшение количества видов организмов в верхнем цикле заметно почти по всем группам фауны, кроме наутилоидей и гастропод, которых в названной толще верхнего цикла больше, чем в любой из толщ нижнего цикла.

Таким образом, циклическое развитие Данково-лебедянского бассейна Московской синеклизы происходило на базе необратимой эволюции его в сторону сокращения и прогрессирующего осолонения. Подчеркнем, что в этом процессе гипсообразование совпадало с моментами регрессии и очевидно более затрудненных связей с открытым морем, располагавшимся в восточной части Русской платформы.

Познакомимся теперь несколько ближе с гипсовыми осадками этого своеобразного водоема и фациальной обстановкой их образования.

### 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГИПСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Накопления сульфатов широко распространены в разрезе данково-лебедянских слоев, но в наибольших массах встречаются в верхней части лебедянской толщи, в киселево-никольской толще, в верхней части тургеневской и средней части озерской толщ. В. Г. Махлаевым (1961) было подсчитано относительное содержание сульфатных пород, в процентах от общих мощностей соответствующих слоев для Тульско-Серпуховского разреза и Поваровской скважины; получились следующие цифры:

|  | Тульско-Серпуховской разрез | Разрез Поваровки |
|--|-----------------------------|------------------|
| Хованская толща . . . . .                  | Нет                         | Нет              |
| Озерская » . . . . .                       | 60,0                        | 30,0             |
| Кудеяровская » . . . . .                   | ?                           | 5,0              |
| Тургеневская » . . . . .                   | 10,4                        | 9,2              |
| Орловско-сабуровская толща . . . . .       | 1,7                         | 0,0              |
| Киселево-никольская « . . . . .            | 14,0                        | 3,2              |
| Мценская « . . . . .                       | 0,0                         | 0,0              |
| Лебедянская « . . . . .                    | 0,4                         | 0,7              |
| <hr/>                                      |                             |                  |
| Данково-лебедянские слои в целом . . . . . | 23,4                        | 10,5             |

Минералогически сульфатные породы представлены как гипсами, так и ангидритами; при этом всегда имеются достоверные признаки того, что гипсы возникли из ангидритов вторично за счет их гидратации в более поверхностных горизонтах разреза с сохранением, однако, прежних усло-

вий залегания. Учитывая это, мы в дальнейшем будем оперировать как теми, так и другими одинаково.

Сульфатные накопления залегают в виде пластов, линз, гнездообразных включений и импрегнаций доломитовых пород.

1. *Пластовые и линзообразные накопления* имеют мощности от немногих сантиметров до нескольких метров и слагаются в одних случаях массивными неслоистыми гипсами и ангидритами, в других тонкослоистыми.

Слоистые гипсы и ангидриты образованы тонким переслаиванием сульфатных прослоечков с глинисто-мергельными, реже с глинистыми доломитовыми. Толщина прослоечков изменяется от долей миллиметра до 1—2 см. Мощность пачки тонкослоистых гипсов может достигать нескольких метров.

Массивные неслоистые гипсы образованы агрегатом зерен, чешуек и листочков гипса разных размеров. «Чешуйки, листочки и иглы, — пишет В. Г. Махлаев, — обычно бывают собраны в пакеты или пучки, имеющие различную ориентировку; иногда они образуют сферолиты, полусферолиты или розетки. В слоях и толщах гипса иногда встречаются участки его, почти лишенные включений, различных макроскопически. Но обычно он содержит прослой, линзы и комочки глинистого, микрзернистого доломитового или смешанного состава, комочки и пленки органического вещества. Под микроскопом в гипсе иногда обнаруживаются отдельные кристаллы целестина, барита, флюорита, кварца, халцедона и рассеянное органическое вещество. Очень часто имеются реликты ангидрита в виде очень мелких и редких зернышек, а также участки и отдельные зернышки доломита». Наличие включений обуславливает разнообразие текстур неслоистых гипсов, каковыми являются массивная, линзовидная, очковая (гнездообразная), неправильно-волнистая и брекчиевидная. Четыре последних характеризуются наличием в пласте гипса прожилков глины или доломита. При обилии доломитовых включений текстура слоя становится пятнистой, а по составу порода отвечает чему-то переходному между гипсом и доломитом.

«Структура ангидритовых прослоев коротко-волокнистая. Зерна породы представлены волоконцами или призмочками, имеющими в длину от нескольких сотых миллиметра до 0,5 мм и более, расположенными взаимно-параллельно-горизонтально, в виде потоков изменчивого направления или беспорядочно. Изредка попадают идиоморфные призматические кристаллы ангидрита, рассеянные в основной более мелкозернистой его массе или в микрзернистом доломите» (Махлаев, 1961). Ангидрит содержит те же макро- и микровключения, что и гипс.

2. *Гнездообразные включения сульфатов* в массивных доломитах имеют в поперечнике от нескольких миллиметров до 10 и более сантиметров. «Форма их округлая, вытянутая в горизонтальном, вертикальном или в других направлениях или неправильная, очертания ровные или заливообразные, обычно вполне отчетливые. Сгруженность включений может быть очень различной: иногда они располагаются редко, в других случаях почти нацело вытесняют вмещающую породу, которая при этом слагает только узкие промежутки между сильно сближенными между собою включениями. Наблюдаются и обратные пространственные взаимоотношения между гипсом и доломитом, когда последний образует гнездообразные включения в первом; при большом их ступении гипс образует только сетку в массе доломита» (Махлаев, 1961). Генетически гнездообразная форма нахождения гипса возникла, вероятно, в результате перераспределения сульфатов в смешанном сульфатно-доломитовом осадке, который образовывал в бассейне переходную зону между центральной собственно сульфатной и чисто доломитовой периферической областями; при этом разные количественные соотношения между сульфатной

и) доломитовыми частями первичного сложного осадка предопределили петрографический облик конечной гнездообразнопятнистой породы.

3. *Импрегнации сульфатом доломита* макроскопически имеют вид совершенно однородной породы, но по составу представляют собою тонкие смеси доломита с гипсом. «Гипс, — пишет В. Г. Махлаев, — образует многочисленные мелкие включения в доломите, имеющие неправильную форму и оптически различно ориентированные. Внешне это совершенно своеобразная порода, связанная, однако, переходами с доломитом, прослоенная монокристаллами гипса, и доломитом, содержащим включения идиоморфных кристаллов этого минерала. Она слагает самостоятельные слои и образует тонкое переслаивание с доломитом или мергелем, не содержащим гипса. Доломит, вмещающий гнезда гипса, тоже обычно бывает импрегнирован последним в большей или меньшей степени».

Горизонтальное распространение сульфатных пород характеризуется приуроченностью в основном к центральной части Московской синеклизы. С приближением к берегам, а также на восточной и юго-восточной окраинах бассейна количество гипсов убывает. Заметим, что *доломитовые породы центральной зоны синеклизы, переслаивающиеся с сульфатными, характеризуются признаками относительной глубоководности осадка: в них отсутствуют водоросли и обломочный доломитовый материал* (см. табл. 35). Все это доказывает, что гипсонакопление шло на фоне относительно глубоководной, хотя и плоской, в общем, котловины синеклизы. С переходом на ее борта, в прибрежной зоне, гипсонакопление прекращалось.

С количественными изменениями гипсообразования в разных частях синеклизы связаны и разные качественно его формы. В центральной области синеклизы главной формой нахождения гипсов являются пласты и линзы, резко подчиненной — гнездообразные скопления и импрегнация. По периферии пластообразная форма исчезает, остаются линзы, гнезда, импрегнация. На самом же краю области гипсонакопления исчезают и линзы. «В Центральном девонском поле, — пишет В. Г. Махлаев (1961), — встречаются пустоты от растворения кристаллов гипса преимущественно в киселево-никольской и в озерской, реже в тургеневской, еще реже в кудяровской толщах. Они имеют таблитчатую форму, идиоморфны, резко очерчены. Размеры их (по длинной оси) измеряются от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Таблички приурочены к первично-осадочным доломитам как полосчатым, так и массивным, которые или не содержат других включений, или содержат пустоты от растворения кристаллов поваренной соли, иногда — обломочный материал. В большинстве случаев они рассеяны в указанных слоях, изредка образуют в них линзообразные и гнездообразные скопления, прослеживающиеся на некотором расстоянии в одном и том же положении в разрезе. Такое распределение имеют таблички в верхней части киселево-никольской толщи у д. Нижнее Щекотихино близ Орла, в середине тургеневской толщи у с. Корсаково на р. Зуше и в верхней части кудяровской толщи у д. Юрьево на р. Плаве. Они несомненно имеют диагенетическое происхождение».

Подчеркнем, что все формы нахождения первичных гипсовых накоплений в Данково-лебедянском бассейне ассоциируют только с доломитами, избегая известняков, что и естественно.

Ознакомление с составом галогенной толщи  $D_3^2$  вновь приводит нас к вопросу: каким же путем все-таки в краевой части открытого моря, имевшего, судя по карте, широкую связь с центральными областями бассейна, могли возникнуть отложения гипсов?

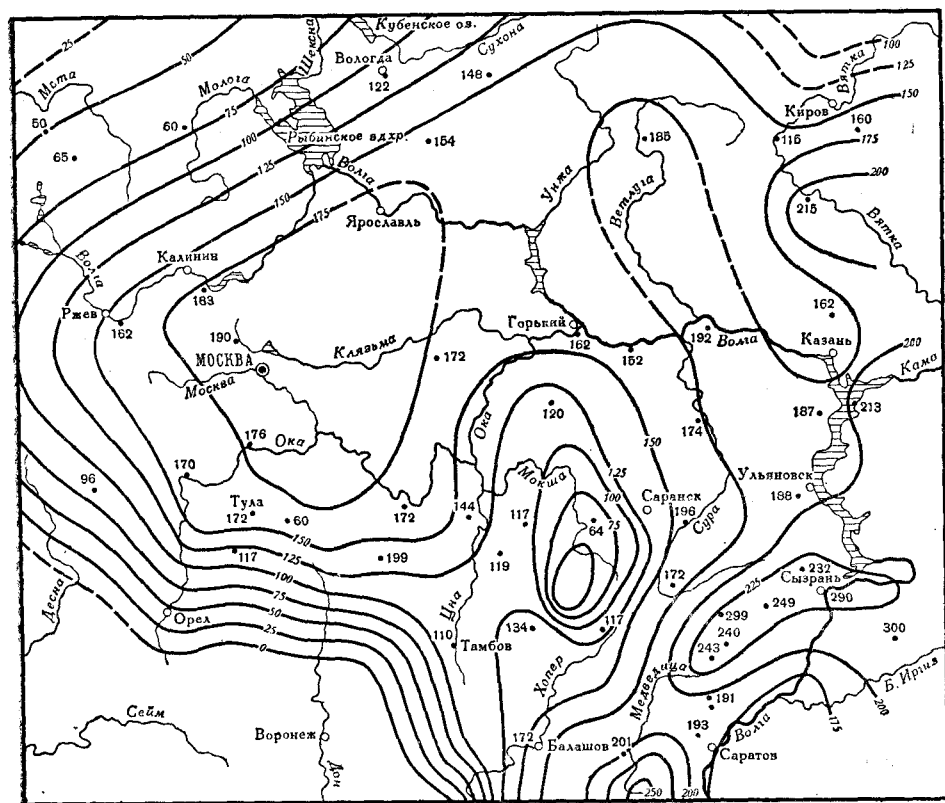
Рассмотрим несколько детальнее вопрос о действительном характере связей бассейна Московской синеклизы с открытой частью моря того времени.

#### 4. О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ БАСЕЙНА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ С ОТКРЫТЫМИ ЧАСТЯМИ МОРЯ D<sub>2</sub>

Суть вопроса заключается в следующем: была ли краевая зона моря в моменты гипсообразования в какой-то мере отгорожена от открытой ее части подводными мелями и надводными островами? Или же никакой изоляции не было и воды залива свободно на широком фронте сообщались с открытым бассейном восточной половины Русской платформы? В литературе имеются сторонники обеих точек зрения. Д. В. Наливкин и М. С. Швецов придерживаются мнения об островном характере данково-лебедянского бассейна синеклизы и об известной изоляции его; Л. М. Бирин и М. С. Петров высказываются в пользу представления об отсутствии всякого островного отграничения и о свободном широком сообщении залива краевой зоны моря с открытой восточнее расположенной нормально-соленой его областью. Нам думается, что единственно правильной является первая концепция. На наличие частью надводных, островных, частью подводных отграничений бассейна синеклизы от открытого моря указывает ряд фактов.

Показательно с этой точки зрения прежде всего распределение совокупных мощностей данково-лебедянских слоев, изображенное на фиг. 173.

Мощности эти колеблются от немногих десятков метров до 175—200 м. При этом максимум их приходится на осевую часть Московской синеклизы, минимум же на юго-западный и северо-западный борта ее. Характерный и очень отчетливый минимум (100—25 м и меньше) обозначается на месте Токмовского свода, отделенного от Воронежского массива



Фиг. 173. Мощности данково-лебедянских отложений (по В. Г. Махлаеву).

полосой больших мощностей данково-лебедянских слоев. На севере синеклизы навстречу Токмовскому своду обозначается выступ пониженных мощностей у г. Котельнича. Не менее примечательно, что восточнее линии Борисоглебск — Сердобск — Ульяновск — Казань — Котельнич мощности данково-лебедянских отложений быстро растут, достигая свыше 200—225 м, тогда как в пределах восточной окраины синеклизы они не превосходят 185 м, чаще же меньше 150 м. Из этих соотношений мощностей можно сделать два существенных вывода. *Площадь Московской синеклизы, т. е., иначе, краевая зона моря в целом, представляла собою в данково-лебедянское время участок, прогибавшийся медленнее, нежели площадь открытого моря на восточной части Русской платформы. Вместе с тем по восточной окраине синеклизы располагались участки — Токмовский свод и область у Котельнича, где прогибания и осадконакопление были особенно медленными. Как же представлять себе палеогеографически эти замедленно прогибавшиеся территории? Несомненно, это были площади менее глубокой воды, которые в моменты поднятий превращались в отмельные места и даже более или менее крупные надводные острова, затруднявшие связь бассейна синеклизы с открытым морем. Примером может служить остров на месте южной части Токмовского свода в начале и в конце данково-лебедянского времени и остров (или полуостров) в районе Лебедяни в начале лебедянского времени. Возможно, что были и другие, еще не выявленные острова в указанное, а также в орловско-сабуровское и в хованское время. Основанием для такого предположения является мелководность бассейна в указанные периоды его истории и наличие локально развитых глинистых пачек в его центральной части» (Махлаев, 1959<sub>1</sub>). К этому надо добавить, что на крайнем северо-востоке синеклизы в области Тимана в течение всего данково-лебедянского времени устойчиво существовал крупный остров, отгораживавший здесь Московский бассейн от открытого моря.*

Таким образом, по восточной и северо-восточной границам краевой зоны моря совершенно несомненно существовал ряд подводных отмелей и островов, не прекращавших, конечно, целиком связей залива с открытым морем, но затруднявших эту связь и создававших условия для длительного сохранения сильно осолоненной воды в центральной зоне синеклизы; особенно это сказывалось в периоды поднятий, регрессии и осолонения, сопровождавшихся садкой гипсов. В моменты трансгрессии и общих погружений острова в значительной своей части затоплялись, отмельные места углублялись, водообмен с открытым морем улучшался. Это вело к значительному рассолонению залива, прекращению в нем садки сульфатов кальция. Продолжал осаждаться лишь доломит, но, видимо, уже у нижнего предела необходимой для его садки минерализации воды, ибо фауна в заливе становилась богаче и расселялась почти по всей площади его дна.

В. Г. Махлаевым (1961) собраны данные, позволяющие более конкретно представить себе водообмен между осолоненным заливом и открытым морем.

При характеристике строения всех горизонтов, из которых состоят данково-лебедянские отложения, отмечалось, что полоса вдоль северо-восточной окраины Воронежского массива резко отличается от остальной площади бассейна синеклизы яркими признаками наличия нормально-морской солености. Здесь всегда отлагаются известняки или в худшем случае доломитизированные известняки. Здесь обитает наиболее богатая и разнообразная фауна, ближе всего отвечающая нормально-морской; часто она настолько изобильна, что возникают раковинные известняки. По периферии полосы известняки переходят в доломитизированные известняки, потом в доломиты, фауна беднеет, теряет свой морской облик, а затем исчезает.

Едва ли можно сомневаться в том, что описываемый участок между Воронежским массивом и Токмовским сводом в течение всего данково-лебедянского времени был районом, где в бассейн синеклизы втекал из моря мощный поток нормально-соленой воды, двигаясь вдоль массива в северо-западном направлении. По мере передвижения втекавшая вода во все большей мере смешивалась с соленой водой моря синеклизы и повышала свою минерализацию, что сказывалось в вытеснении чисто известковых осадков доломитовыми и в прогрессирующем вымирании фауны.

Учитывая эти процессы, можно принять, что уже к современным верховьям Днепра первоначальный облик втекавшей воды полностью исчезал, и по солености поток отвечал воде западной периферической зоны Московского бассейна. Означало ли, однако, это прекращение движения воды в северо-западном направлении, вдоль побережья? Мне думается, что нет; поток продолжал движение, затем поворачивал на СВ и двигался вдоль берега вплоть до территории Южн. Тимана, где изливался в открытое море. Как обстояло дело по восточной окраине Московского бассейна вдоль отмелей и островов — мы можем лишь догадываться. Мне представляется, что по внешнюю сторону этой зоны мелководья должен был двигаться поток воды, вышедшей из бассейна у южной оконечности Тимана и при этом непрерывно рассолонявшейся. Если эта гипотеза верна, получается, что наиболее осолоненная центральная область Московского бассейна представляла собою огромную халистазу. Через более или менее широкие проливы между островами и подводными поднятиями в халистазу по поверхности входили струи нормальной морской воды, у дна же из синеклизы вытекала более тяжелая соленая вода. Как и в других случаях, интенсивность водообмена между краевой зоной моря и остальной открытой ее частью регулировалась тектоническим режимом в области подводных отмелей и островов. Погружения этого мелководья усиливали выносящий ток солей из синеклизы в открытую часть моря; Московский бассейн рассолонялся. Поднятия мелководья затрудняли (уменьшали) вынос солей, бассейн синеклизы осолонялся. Эти колебательные движения земной коры в области мелководья протекали синхронично с погружениями и поднятиями всей Московской синеклизы в целом. Вот почему регрессии бассейна в области синеклизы всегда сопровождалась осолонением моря, а трансгрессии — ее рассолонением, и возникала характерная, описанная выше макроцикличность данково-лебедянской формации.

### **III. НИЖНЕКЕМБРИЙСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Еще более грандиозным примером возникновения галогенных формаций в краевой зоне платформенного бассейна является нижнекембрийская толща южной окраины Сибирской платформы, ставшая известной лишь за последние годы благодаря глубокому опорному и разведочному на нефть бурению.

Анализ ее начнем, как и раньше, с общей характеристики палеогеографической обстановки нижнекембрийского времени на Сибирской платформе.

#### **1. МЕСТО ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДИ ОТЛОЖЕНИЙ $S_{m1}$ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Галогенные отложения располагаются здесь в Иркутском амфитеатре широкой лентой от низовьев р. Ангары к верхнему течению р. Лены; на северо-востоке они доходят до рр. Кемпендьяй и Сунтари, а на востоке — до низовьев рр. Олекмы и Амги. Длина полосы развития галогенной

формации, если измерять ее по срединной линии, около 3000 км, ширина местами до 600—700 км, суммарная площадь около 2 000 000 км<sup>2</sup>.

К югу от южной границы формации в настоящее время располагаются горные сооружения Саян и Забайкалья; здесь никаких остатков галогенных отложений нет, судя же по петрографическому составу прилежащих частей платформенных пород — и не было. В нижнекембрийское время территория Саян и Прибайкалья была континентом, который ограничивал к югу площадь развития галогенной формации. В средней и северной частях платформы, судя по данным глубоких буровых, галогенная формация сменяется толщей известковых пород, то чистых, то в некоторой мере доломитизированных, представляющих собою отложение нормально-соленого моря. По существующим представлениям (Архангельская, Григорьев, Зеленев, 1960) между этими осадками нормального моря и галогенными имеется постепенный переход. Таким образом, галогенная формация нижнего кембрия приурочивается к обширной краевой зоне моря, которая образует широкий заливообразный врез в континентальный массив, широко открытый в основную акваторию моря. Общая аналогия с расположением данково-лебедянского бассейна Московской синеклизы относительно акватории верхнефаменского моря очевидна. Сходна и тектоническая локализация обеих формаций. На Русской платформе данково-лебедянская сульфатная формация выстилает Московскую синеклизу. На платформе Сибирской нижнекембрийская соленосная формация заполняет глубокий Предсаянско-ленский прогиб, ограничиваясь на севере погребенным поднятием среднего течения Подкаменной Тунгуски.

Но имеются и существенные отличия. Нижнекембрийские галогенные накопления Сибирской платформы отличаются от данково-лебедянской формации во много раз большей мощностью, полнотой развития галогенного процесса, включающего галитовые отложения, и очень большой сложностью строения.

## 2. НАЧАЛЬНЫЕ МОМЕНТЫ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПОДГОТОВКА УСЛОВИЙ ГАЛОГЕННОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

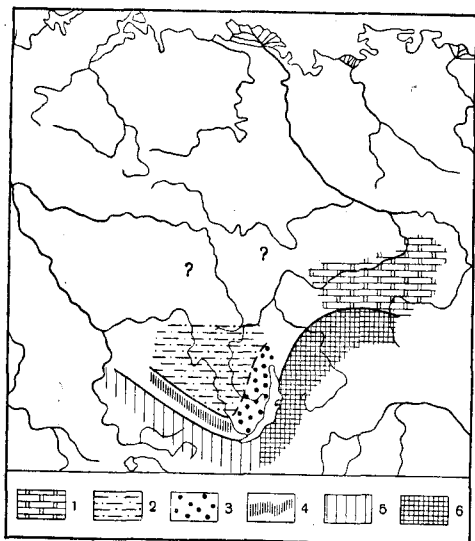
Чтобы специфика условий накопления галогенной формации стала яснее, необходимо коснуться вкратце начальных моментов нижнекембрийской истории, подготовивших галогенез.

В самом начале кембрия в Иркутском амфитеатре накапливались чисто терригенные отложения: песчаники, алевролиты, глины ушаковской свиты и нижней части свиты мотской, часто переслаивающиеся друг с другом (фиг. 174). Во внутренних частях амфитеатра обломочные породы более тонкозернисты, по мере же приближения к периферическим зонам амфитеатра становятся все более грубыми. Особенно резко проступает это в юго-восточной прибайкальской зоне, где разрезу ушаковской свиты свойственно обилие грубых граувакковых песчаников. На подавляющей части площади своего распространения отложения ушаковской свиты отличаются правильной горизонтальной слоистостью и представляют собою несомненно бассейновые — морские осадки. Но в присаянской узкой зоне слоистость песчаников становится косой, а цвет их красным; это, по Я. К. Писарчик (1958), область накопления континентальных — русловых и дельтовых осадков; стратиграфически они отвечают верхней части ушаковской и началу мотской свиты. Весьма характерно распределение мощностей терригенного комплекса. В центральной части амфитеатра мощность ушаковской свиты около 120 м, в присаянской узкой полосе она поднимается до 400 м, а в прибайкальской до 900—1000 м. Совершенно очевидно, что обе эти зоны в эпоху накопления терригенных отложений

представляли собою краевые прогибы, окаймлявшие центральную внутреннюю часть Иркутского амфитеатра и с внешней стороны примыкавшие к приподнятым континентальным областям Восточных Саян и Забайкалья.

К северо-западу от Иркутского амфитеатра, в низовьях Подкаменной и Нижней Тунгуски, в описываемое время также накапливались обломочные сероцветные и красноцветные отложения, аналоги ушаковской свиты. В Березовском прогибе, по рр. Лене, Амге и Мае, аналогом ушаковской свиты является нижняя часть толбинской свиты. Располагаясь на резко размытых докембрийских породах, она начинается конгломерато-песчаным горизонтом; в Березовском прогибе мощность этого горизонта повышена (до 50 м) и конгломераты более грубые, на платформе мощность горизонта ничтожна (до 10—15 и менее метров), а сами породы более тонкозернисты. Остальная вышележащая часть толбинской свиты, отвечающая ушаковской, складывается доломитами и глинистыми доломитами с водорослями и оолитовыми горизонтами. В верхней части прослеживается горизонт песчаников, более мощный в Березовском прогибе. Отметим, что доломиты порою несут признаки сульфатизации, особенно в Березовском прогибе. В средней и северных частях Сибирской платформы аналоги описанной терригенно-карбонатной формации точно не известны, но, по-видимому, как и в последующие времена, представлены карбонатными, главным образом известковыми породами.

Беря в целом седиментацию самого начального этапа нижнего кембрия на Сибирской платформе, получаем картину обширной трансгрессии моря, которая быстро затопила северную и среднюю части платформы и докатилась до Иркутского амфитеатра, Березовского прогиба и Алданского массива, остановившись перед приподнятыми частями Восточных Саян, Прибайкалья и Забайкалья. Чисто терригенная седиментация в Иркутском амфитеатре доказывает, что обрамлявшие ее континентальные участки отличались заметным рельефом и повышенной денудацией, особенно Прибайкальская область; но на востоке, в районе накопления карбонатной толбинской свиты, прилегающие континентальные площади обладали заведомо плоским рельефом. Затопленная морем площадь испытывала существенно неодинаковые по скорости и амплитуде погружения; особенно значительные они были в относительно узких зонах, примыкавших к Восточно-Саянскому и Прибайкальскому поднятиям и в Березовском прогибе; в более внутренних частях амфитеатра и на Алданском массиве погружения были гораздо меньшими. Это сочетание больших скоростей опускания в краевых прогибах платформы с малыми в более внутренних ее частях является характерной чертой тектонического режима начального этапа нижнекембрийского осадкообразования. Интересно, что



Фиг. 174. Условия образования осадков ушаковского и начала мотского времени (по Я. К. Писарчик и К. К. Зеленову).

1 — известково-доломитовые отложения; 2 — песчано-глинистые морские отложения; 3 — мощные песчано-конгломератовые морские отложения; 4 — красноцветные континентальные отложения; 5 — суша с относительно небольшим расчленением рельефа; 6 — суша с горным рельефом.

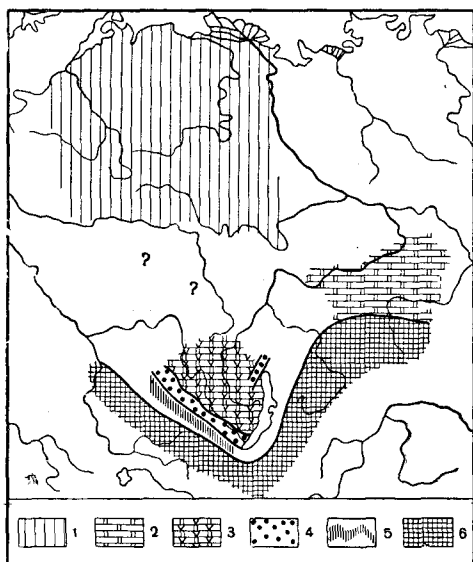


в то время как в терригенных отложениях Иркутского амфитеатра еще нет достоверных признаков заметного осолонения морского бассейна, на Алданском массиве они уже появляются в виде широкого развития здесь доломитов и, что особенно важно, в виде спорадически проступающей некоторой их сульфатизации: включений ангидрита и гипса; они особенно заметны в разрезах Березовского прогиба.

В среднемоетское время происходят существенные изменения фациально-генетических условий (фиг. 175).

Резкое прогибание краевых Присяянского, Прибайкальского и Березовского прогибов исчезает; погружения повсеместно выравниваются,

как бы нивелируются. Одновременно с этим поступление обломочного материала в седиментационную область сильно сокращается и в тем большей степени, чем выше по разрезу среднемоетской свиты поднимается; главную массу пород начинают слагать хемогенные отложения, лишь в той или иной степени загрязненные кластическими частицами. Эти изменения были обусловлены частью дальнейшим расширением территории бассейна, частью же — нивелировкой рельефа водосборных площадей: при этом главную роль играл, по-видимому, второй фактор, ибо уловить сколько-нибудь заметный прирост площади моря на палеогеографических схемах не удастся. Наконец, специфическую особенность среднемоетского комплекса в Иркутском амфитеатре составляет широкое развитие среди его хемогенных пород ангидритов, частью чистых, частью обогащенных глинистым и карбонатным материалом, т. е. относящихся к смешанным породам. То же наблюдается и в Березовском прогибе. Но на востоке, на площади Алданского массива, сульфатизация по-прежнему выражена спорадически и слабо; здесь резко доминируют нормальные доломиты, микрзернистые, оолитовые, водорослевые.



Фиг. 175. Условия образования осадков в среднемоетское время (по Я. К. Писарчик, К. К. Зеленову и др.).

1 — известковые отложения нормально-солевого моря; 2 — доломитовые отложения; 3 — доломиты с прослоями ангидритов осолоненной части моря; 4 — песчано-глинистые морские отложения; 5 — континентальные отложения; 6 — суша

прогибе. Но на востоке, на площади Алданского массива, сульфатизация по-прежнему выражена спорадически и слабо; здесь резко доминируют нормальные доломиты, микрзернистые, оолитовые, водорослевые.

Состав пород описываемого среднемоетского комплекса делает несомненным, что осолонение бассейна сильно возросло и порою становилось значительным (превосходя 15%), что и делало возможной садку сульфатов кальция (первоначально в виде гипса). «Осадкообразование, — по Я. К. Писарчик (1958<sub>1</sub>), — происходило в неустойчивых условиях, сопровождалось довольно частым выходом осадка из-под воды и его перемывом и переотложением. Об этом свидетельствует характер слоистости пород (тонкая, линзовидная, волнистая в периферийных частях бассейна, в песчаниках и алевролитах часто косая), наличие многочисленных довольно крупных пластинчатых обломков аргиллитов, а также полуокатанных и окатанных обломков доломитов и доломитовых мергелей, глиптоморфоз по каменной соли, знаков ряби, трещин, усыхания, отпечатков капель дождя (?), следов ползания червей и различных других иероглифов на поверхностях наслоения, следов местных размывов и т. д.». Следует отметить.

что перечисленные текстурные особенности отложений обнаруживаются в наибольшем количестве в зонах, тяготеющих к Присяяню, и менее четко выражены во внутренних частях Иркутского амфитеатра. Это соответствует большей близости первых к береговой линии. Довольно часто встречаются также микрооползни, наличие которых указывает на эпизодическое активное проявление тектонических процессов.

Процессы осадкообразования происходили непрерывно при некотором постепенном уменьшении приноса терригенного материала с суши в более поздние этапы среднемоетского времени. Это могло быть связано как с отдалением области сноса (дальнейшее развитие трансгрессии), так и с выравниванием рельефа. По-видимому, действовали оба эти фактора.

О малых глубинах соляного бассейна, кроме вышеуказанных текстурных признаков пород, говорит нередкое наличие в доломитах остатков водорослей. Иногда водоросли вообще являются в них породообразующими.

Так завершилась подготовка к формированию галогенных отложений, которые затем и развивались в огромных масштабах.

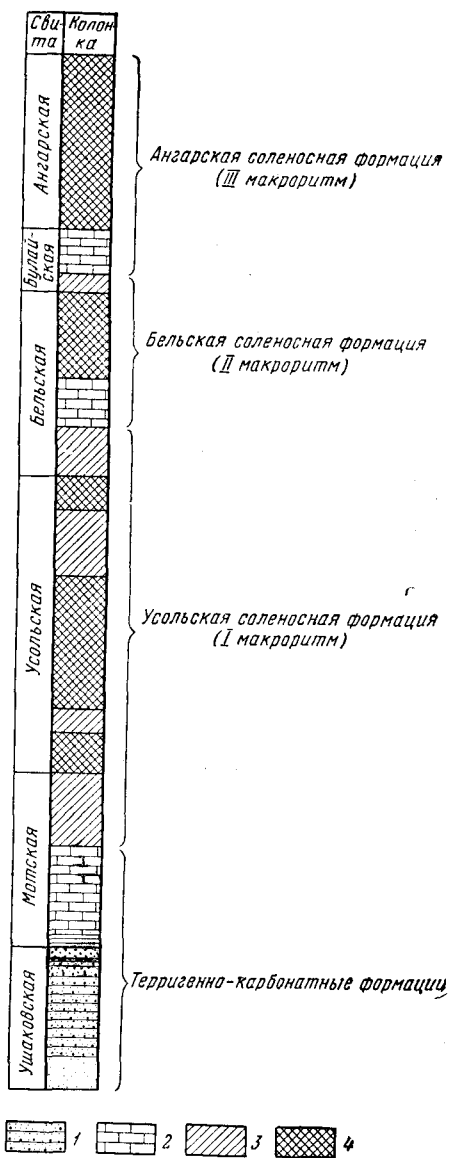
### 3. ОБЩЕЕ СТРОЕНИЕ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ; УСОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС, ЕГО СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Нижнекембрийская галогенная формация Сибирской платформы отличается не только колоссальными площадными размерами, но и большой мощностью и сложным строением. Разрез ее схематически показан на фиг. 176. Как видим, она распадается на три макроцикла: *усольский*, обнимающий верхние горизонты мотской свиты, всю усольскую и низы бельской свиты; *бельский*, охватывающий среднюю и верхние части одноименной свиты и начало ангарской; *ангарский*, представленный большей частью свиты того же имени; каждый макроцикл отличается не только своеобразным сочетанием пород в разрезе, но и развитием их на площади.

Одной из характерных особенностей усольского макроцикла является, как показала Я. К. Писарчик, своеобразное распределение мощностей, свидетельствующее о совершенно ином, чем ранее, плане тектонических движений (фиг. 177). В присаянской зоне мощность отложений измеряется всего 120—150 м; но во внутренней части Иркутского амфитеатра достигает 800—1350 м, т. е. превосходит краевую в 7—9 раз. В Березовском прогибе мощность эквивалентных отложений достигает 700 м, на Алданском выступе 170—180 м. Таким образом, распределение быстро и медленно погружающихся территорий в эпоху отложения галогенной формации следует совершенно иному, во многом противоположному, плану сравнительно с тем, что наблюдалось в самом начале возникновения терригенно-карбонатного комплекса: *краевые части платформы стали погружаться минимально, срединная часть амфитеатра — максимально*. При этом полоса максимальных прогибаний на северо-запад прослеживается до Енисейского кряжа, на северо-восток же до Березовского прогиба и Кемпендяйских соляных куполов включительно. Далее на север достоверные данные отсутствуют, но по косвенным соображениям, исходя из современной структуры южной оконечности Тунгусской впадины, как ее трактует П. Е. Оффман (1959), приходится допускать новое резкое понижение мощностей. Если это действительно так, то *в эпоху образования усольского галогенного комплекса на юге Сибирской платформы возникла огромная ванна, занимавшая место Иркутского амфитеатра и продолжавшаяся на северо-восток до района Кемпендяйских куполов и Березовского прогиба включительно. Эта ванна со всех сторон окаймлялась полосами, прогибавшимися в 5—8 раз медленнее*.

С различием темпов прогибаний разных площадей теснейшим образом связана разница вещественного состава возникших отложений (фиг. 178).

В присаянской и прибайкальской узких, слабо опускавшихся полосах галогенная формация представлена чередованием доломитов и ангидритов, а также переходных между ними пород: доломито-ангидритов и ангидрито-доломитов. Терригенная примесь в породах крайне незначительна, а собственно терригенные породы отсутствуют совсем. Исключение составляет лишь небольшой участок по р. Урик, где в разрезе галогенного комплекса наблюдается чередование доломитовых и известково-доломитовых<sup>1</sup> пород с прослоями и пачками неотсортированных, косослоистых, преимущественно красноцветных песчанников, сходных с таковыми в нижележащих комплексах; это, вероятно, континентальные речные и дельтовые отложения. На северо-восток зона сульфатно-карбонатных отложений прослеживается к востоку от Березовского прогиба и переходит здесь на Алданский массив (К. К. Зеленов).

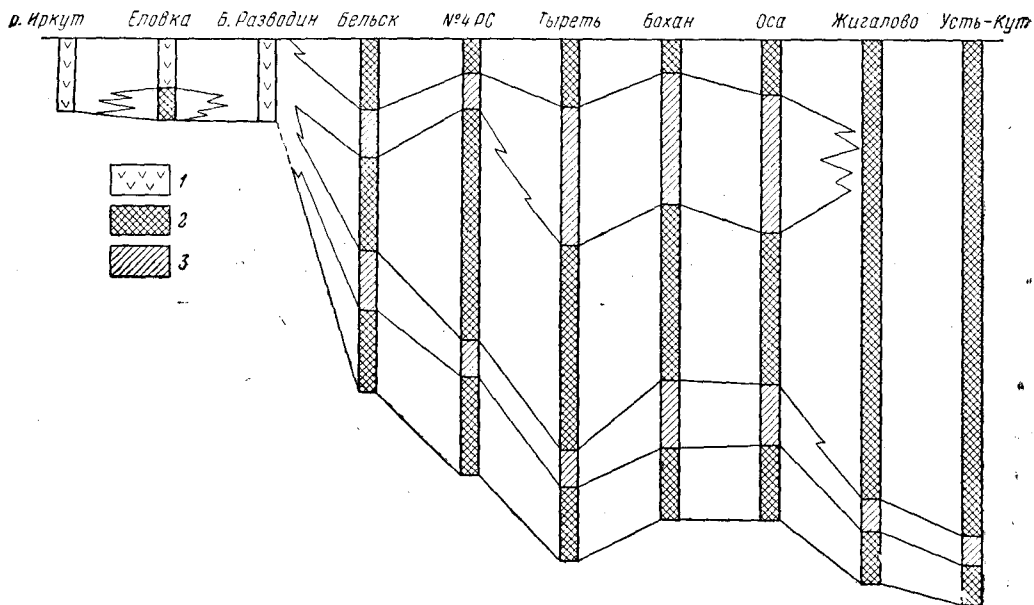


Фиг. 176. Сводный разрез галогенной формации нижнего кембрия Сибирской платформы (по Я. К. Писарчик).

1 — обломочные породы; 2 — известково-доломитовые породы; 3 — сульфатно-карбонатные породы с засолением; 4 — галититы с прослоями сульфатов и ангидрита.

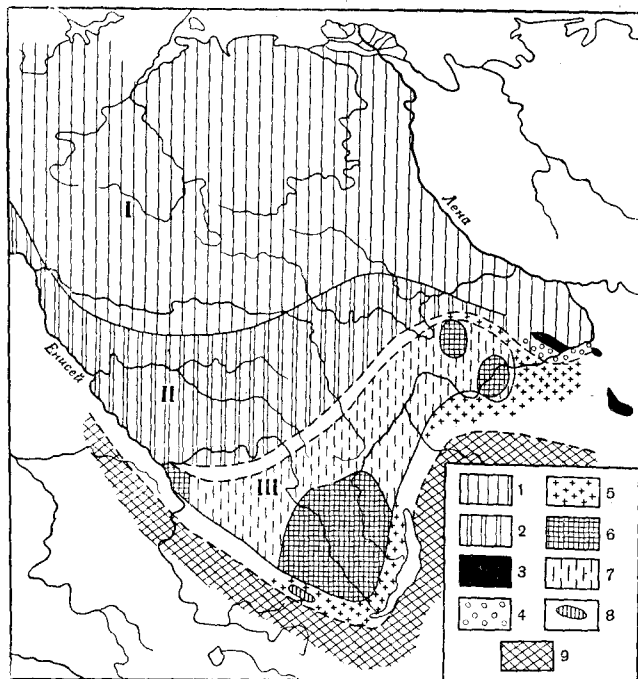
во внутренней части Иркутского амфитеатра, обнимающей верховья рр. Ангары и Лены и их притоков. Третий ареал локализован на крайнем северо-востоке в бассейне рр. Кемпендяй и Сунтари.

<sup>1</sup> До выветривания сульфатно-карбонатных.



Фиг. 177. Строение усольской толщи нижнего кембрия на меридиональном разрезе (по Я. К. Писарчик).

1 — ангидрито-доломитовый комплекс с подчиненными прослоями галитита; 2 — галитит с тонкими прослоями доломита и ангидрита; 3 — ангидрито-доломитовый комплекс.



Фиг. 178. Условия отложения усольской толщи (по Я. К. Писарчик, Н. А. Архангельской, В. Н. Григорьеву, А. А. Иванову и др.).

1 — область открытого моря; II — переходная зона; III — краевая осолоненная часть бассейна. 1 — известковые отложения нормально-соленого моря; 2 — доломиты слабо осолоненной зоны моря с подводными отмелями и островами; 3 — водорослевые и археозоитовые биогермы (по К. К. Зеленому); 4 — оолитовые доломиты; 5 — ангидрито-доломитовые отложения; 6 — соленосные отложения, достоверно установленные; 7 — соленосные отложения гипотетические; 8 — континентальные красноцветные отложения; 9 — суша.

где соляные штоки обнажаются в ядрах куполов. Четвертая и последняя площадь находится на территории Березовского прогиба; сол здесь также установлена бурением. Перечисленные площади разделены участками, на которых наличие усольских соляных отложений пока с достоверностью не доказано. Но косвенные данные и, в частности, выход соляных источников делают вполне вероятным допущение А. А. Иванова (1960), что соленосные отложения усольской формации развиты повсеместно и между достоверно установленными площадями их наличия.

Суммарные мощности слоев каменной соли и коэффициенты соленасыщения можно видеть из нижеследующей таблицы (табл. 36).

Соленость усольской свиты  
(по А. А. Иванову и Я. К. Писарчик)

Таблица 36

| Регионы             | Скважины                                  | Мощность каменной соли, м | Коэффициент соленасыщения, % |
|---------------------|---|---------------------------|------------------------------|
| Иркутский амфитеатр | Каменка 1-р . . . . .                     | 3                         | 0,4                          |
|                     | Еловка 1-р . . . . .                      | 39,5                      | 29                           |
|                     | Усолье-Сибирское 4-р . . . . .            | 433                       | 63                           |
|                     | Бельская 1-о . . . . .                    | 351                       | 59                           |
|                     | Половина 4-рс . . . . .                   | 470                       | 63                           |
|                     | Тыреть 1-р . . . . .                      | 545                       | 61                           |
|                     | Бохан 1-р (с дополнениями по 2-р и 4-р)   | 520—540                   | 61—64                        |
|                     | Оса 1-р (с дополнениями по 2-р и 4-р) . . | 506—559                   | 60,5—66                      |
|                     | Жигалово 1-о (с дополнениями по 2-р)      | 606—730                   | 64—67                        |
| Усть-Кут . . . . .  | 405—420                                   | 42—43,5                   |                              |
| Березовский прогиб  | Русско-реченская . . . . .                | 19                        | 10                           |
|                     | Наманинская . . . . .                     | 40                        | 18,6                         |
|                     | Олегминская . . . . .                     | 34                        | 12                           |
| Тасеевский район    |   | 1400                      | 63                           |

Как видим, суммарная мощность каменной соли в центральной части Иркутского амфитеатра достигает 420—730 м, а соленасыщение отличается на подавляющей части площади удивительным постоянством, колеблясь от 59 до 67%. Лишь в очень узкой полосе, переходной к сульфатно-карбонатной зоне, мощности каменной соли резко сокращаются, и соленасыщение падает до 42—29% и ниже. Огромных мощностей достигает соленакопление на Тасеевской площади, причем соленасыщение здесь очень высокое (63%). В Березовском прогибе дело обстоит существенно иначе: соленакопление здесь очень мало (19—40 м) и коэффициент соленасыщения низок (10—18%). Здесь мы находимся явно на периферии соленакопления. Данных по району кемпендяйских дислокаций нет, но едва ли можно сомневаться в том, что и этот участок принадлежит периферии соленакопления.

К северу от области интенсивных прогибаний и соленакопления предполагается, по Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьеву (1960), обширная полоса доломитовых осадков, охватывающая самые низовья р. Нижней Тунгуски, весь бассейн Подкаменной Тунгуски, среднее течение р. Вилюя и уходящая отсюда на р. Лену и Амгу. Между этой полосой и зоной галититовой несомненно имеется узкая полоса доломито-суль-

фатных фаций, аналогичная присаянской и прибайкальской, хотя с достоверностью она пока не вскрыта. Указанием на нее является слабая сульфатизация пород в южной части доломитовой зоны. Севернее доломитовой области располагалась весьма обширная полоса известняковых отложений, занимающая ныне площадь Анабарского массива и прилегающих к нему частей Тунгусской и Лено-Вилуйской впадин.

Дальнейшие детали палеогеографии и режима солеродной зоны усольского времени раскрываются изучением строения соленосной толщи и слагающих ее пород.

По степени насыщения разных горизонтов слоями каменной соли усольский макроритм в большинстве случаев довольно четко подразделяется на пять литологических пачек; в первой, третьей и пятой снизу пачках преобладает каменная соль, а во второй и четвертой — доломиты, ангидриты и переходные между ними породы. Присоединяя к этим комплексам еще верхнемотскую доломито-ангидритовую свиту, получаем шесть серий, в составе которых легко усмотреть ясно выраженную закономерность. Каждая доломито-ангидритовая пачка вместе с налегающей на нее соляной образует цикл первого порядка, причем первая половина цикла отлагалась в условиях менее концентрированной рапы, вторая же — гораздо более концентрированной. Таких циклов изменений солености за все время формирования усольской и верхнемотской свит было три. О синхронности отложений каждого цикла на разных участках солеродного бассейна свидетельствуют, по Я. К. Писарчик (1958<sub>2</sub>), данные минералогического анализа кластического материала.

Как и в других галогенных формациях, внутри циклов первого порядка различаются более мелкие циклы второго и третьего порядка, имеющие, однако, более локальное развитие. Самые мелкие циклы образует сезонная слоистость. В каменной соли она проявляется наличием тонких (в доли миллиметра) прослоев, сложенных тонко- и микрозернистым ангидритом или доломито-ангидритом, иногда илистым; разделяющие их слои галита изменяются от 1 до 7 см. Таким образом, сложение усольского макроритма отличается, как и других галогенных формаций, многообразной и резко выраженной ритмичностью. Ритмы крупные (1—3 порядков), обязаны своим генезисом, несомненно, тектоническим процессам и, в частности, тектоническим движениям дна бассейна, которые то расширяли связи краевой солеродной части моря с нормально-соленой, то сокращали их. Более мелкие циклы создавались, вероятно, периодическими колебаниями климатических условий вплоть до годовичных гидрохимических циклов.

При определении диапазона колебаний солености существенное значение имеет состав галитовых солей, а также вопрос о наличии или отсутствии в составе соленосной толщи калийных солей. Каменная соль обычно перекристаллизована в зерна размером 0,5—4 см. Нередко внутри зерен галита под микроскопом обнаруживаются мельчайшие (сотые доли миллиметра) кристаллики сильвина (Воронова, 1954). Однако содержание KCl в каменной соли определяется обычно десятками долями процента и редко достигает 1% при содержании NaCl 78—99,6%. Находки карналлита и сильвина единичны. Они обнаружены А. А. Ивановым (1950<sub>2</sub>) в Вельском разрезе в нижней части усольской свиты в виде мелких зерен в тонких прослойках каменной соли. Лишь при изучении зерна Половининской скважины М. Л. Вороновой были установлены в верхней половине усольской свиты (на глубинах от 960—990 м) более крупные зерна сильвина в каменной соли, имеющие размер от 1—2 мм до 1—1,5 см. В Жигаловской скважине гамма-карротажные исследования показали наличие калийной соли. Все эти данные доказывают, что соленость краевой солеродной части моря поднималась порою до очень высоких значений, достигая начального момента садки калийных солей, т. е.  $>30-32\%$ . Эти

моменты отвечали, очевидно, наиболее затрудненным связям между краевой пересоленной и нормально-соленой частями моря.

Большой интерес представляет вопрос о глубинах краевой осолоненной части бассейна, где шла галогенная седиментация. К сожалению, прямо и непосредственно установить глубины в моменты садки каменной соли не представляется возможным за отсутствием подходящих достоверных для этого критериев. Но косвенные и достаточно убедительные данные имеются. Их дают состав и текстура доломитовых прослоев и пачек, которые в разрезе чередуются с галититовыми и ангидритовыми. «По первичной структуре доломиты усольской свиты,— пишет Я. К. Писарчик (1958<sub>2</sub>),— аналогичны доломитам мотской свиты. Относительно мало перекристаллизованные доломиты, как правило, имеют микрозернистую структуру и очень часто содержат водорослевые образования. Помимо водорослей типа *Collenia*, здесь чаще, чем в породах мотской свиты, встречаются микроволнисто-полосчатые, тоже, вероятно, водорослевые доломиты. Под микроскопом обнаруживается, что наряду с однородной микрозернистой структурой доломиты очень часто имеют сгустковую, ооидную или ооидно-обломочную структуру, такую же, как в водорослевых мотской свиты. Нередко присутствуют порфирировидные вкрапления ангидрита и очень часто фиксируется засоление». Мелководная природа водорослевых доломитов очевидна. И так как они в разрезе чередуются с ангидритами и галититами, образуя нередко весьма частое (маломощное) переслаивание, очевидно, что и эти соляные породы представляют собою также мелководные отложения. Это тем более очевидно, что накопление галититов идет очень быстро, что неизбежно должно вызывать обмеление бассейна.

Добавим, что хотя подавляющая масса пластов галитита полностью перекристаллизована, все же в некоторых случаях среди перекристаллизованной соли обнаруживаются следы первичных структур, возникших при седиментационной кристаллизации галита. Они проявляются в реликтах зонального строения галитовых кристаллов. Такие структуры отмечены в некоторых участках Вельского, Тыретского, Осицкого и Жигаловского разрезов. Обычно они различимы макроскопически в отдельных кристаллах галита размерами в 0,5—4 см, но особенно четко детали строения зерен галита проявляются под микроскопом (перистость). Зоны роста кристалла, как обычно, подчеркнуты располагающимися между ними многочисленными мельчайшими пузырьками газа и пустотами кубической формы, выполненными рапой. Иногда по таким зонам концентрируются кристаллики ангидрита и доломита, вероятно, захватывавшиеся во время роста кристаллов галита.

В целом для усольского времени вырисовывается интереснейшая и градиозная по своему масштабу литолого-фациальная картина. Большая северная часть платформы в усольское время несомненно была покрыта плоским и мелководным морским бассейном с водой нормальной солености, в котором накапливались известковые осадки. Южнее следовала также довольно широкая полоса моря с водой несколько повышенной минерализации, из которой садились доломитные илы. Южная часть платформы, отвечавшая Иркутскому амфитеатру и его продолжению до Березовского прогиба и кемпендяйских дислокаций, отличалась водой высокой и часто очень высокой минерализации, достигавшей в моменты садки ангидритов свыше 15% солености, а в моменты садки галита — свыше 25%. На самом юге, в узкой прибрежной зоне, в Присянье, Прибайкалье и далее на северо-восток соленость воды вновь несколько понижалась, но не очень значительно, поскольку в этой полосе шла перемежающаяся садка доломита и гипсов. Солеродной зоной нижнекембрийского моря в данном случае оказывается его крайняя часть, имеющая форму широкого открытого залива.

При такой ситуации естественно встает вопрос о характере связи этой солеродной части морского бассейна с остальной, несравненно большей по величине частью моря, где соленость была нормальной (известковые отложения) или несколько повышенной (доломитовые осадки). К сожалению, фактические данные для обсуждения этой проблемы крайне скудны и ограничиваются лишь разрезами в двух точках: на крайнем западе, в низовьях р. Ангары, и на крайнем востоке, по р. Лене между Олекминском и р. Синей. В обоих случаях, по наблюдениям Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьева (1966), имеет место совершенно постепенный переход от отложений нормального или несколько осолоненного моря к солеродной краевой его части; никаких следов отграничения солеродной части от нормально-соленой они здесь не нашли. Основываясь на этом, названные авторы пришли к заключению, что и на всех остальных участках переход от отложений нормально-соленого моря к осадкам солеродной его части также, вероятно, постепенный. Никаких отграничений друг от друга этих двух радикально отличных зон моря не было; напротив, вода мелководной нормально-соленой северной части бассейна, осолоняясь под действием испарения, постепенно и нечувствительно — без всяких признаков надводной или подводной изоляции — сменялась на крайнем юге водой весьма соленой, с минерализацией, достигавшей свыше 25%. Этот свой вывод авторы подкрепляют расчетами, используя понятие турбулентной диффузии, заимствованное из гидродинамики. Однако согласиться с доводами авторов нельзя. Расчеты осолонения становятся убедительными лишь в тех случаях, когда базируются на детально разработанных и хорошо обоснованных представлениях о взаимодействии водной массы нормально-соленой и минерализованной частей водоема. Но этот вопрос авторами вовсе не разбирается и расчеты ведутся на базе произвольных и весьма спорных допущений, что, понятно, сразу их обесценивает. В этой ситуации для решения вопроса о характере соотношений солеродной и нормально-соленой частей моря приходится использовать в первую очередь наведения от более достоверных примеров аналогичного рода. Мы видели выше, что солеродные водоемы заливного типа все были достаточно резко отграничены от нормально-соленой или несколько осолоненной большей части бассейна. Краевая осолоненная часть данково-лебединского моря, садившая гипсы, имела затрудненную связь с остальной нормально-соленой частью бассейна. Еще резче это проявлялось в триасе Германии. Эти примеры заставляют допускать, что и в *нижнекембрийском море Сибирской платформы солеродная краевая часть должна была иметь лишь ограниченную и затрудненную связь с нормально-соленой северной его площадью*, благодаря существованию между ними подводных отмелей и надводных плоских островов. Имеются некоторые указания на то, что такого рода преграды действительно существовали. Напомню, что непосредственно к северу от солеродной площади в структуре Сибирской платформы располагается участок, отличавшийся в нижнем палеозое малыми мощностями отложений и наклоном к поднятиям. Такого рода структурный элемент был весьма «приспособлен» к образованию отмелей площадей и островов, затруднявших связь краевой части моря с нормально-соленой его частью. Весьма интересны также данные относительно перехода известковых отложений нормально-соленого моря в гипсово-доломитовые на крайнем востоке, по рр. Лене, Амге и Алдану. Как видно на схематической фациальной карте К. К. Зелёпова (1957), между гипсово-доломитовыми и известняковыми отложениями здесь намечается зона оолитовых доломитов и археациатово-водорослевых известняков. Оолитовые доломиты отличаются строгой сортировкой по размерам и кривой слоистостью; археациатово-водорослевые биогермы часто опрокинуты. Все указывает на крайнее мелководье области. Несомненно, что оолитовые зерна доломита, перемещаясь движениями воды, нередко намывались в кучи и



образовывали отмели, частично, может быть, даже возвышавшиеся над водой. Археациатово-водорослевые биогермы, взятые поодиночке, были небольшой высоты (до 1,2 м) и не могли каждый порознь создавать затрудненного водообмена. Но вся зона их развития в целом несомненно отличалась заметно большим мелководьем сравнительно с участками моря, лежавшими восточнее и лишенными биогермных построек, и потому в какой-то мере затрудняла водообмен. Все эти факты однозначно свидетельствуют в пользу затрудненного водообмена между солеродной и нормально-соленой частями единого бассейна, как раз там, где связь между ними рисуется Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьевым свободной и беспрепятственной.

Итак, *хотя прямых данных для решения интересующего нас вопроса и очень мало, разнообразные косвенные указания говорят в пользу того, что связь краевой солеродной и нормально-соленой частей нижнекембрийского моря в усольское время была затруднена подводными мелями, а порою и надводными известковыми островами, намывными из оолитов. Эти отмели помещались в полосе, переходной от доломитовых осадков к сульфатно-доломитовым.*

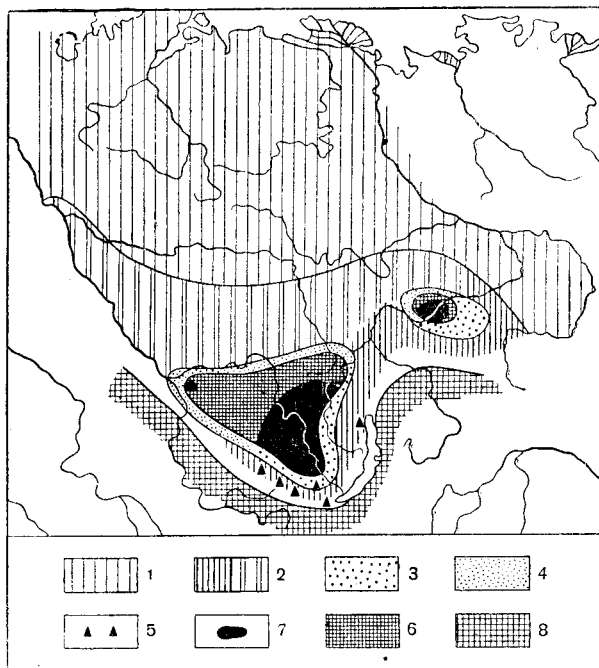
#### 4. БЕЛЬСКИЙ И АНГАРСКИЙ МАКРОЦИКЛЫ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Отложения бельского макроцикла (фиг. 179) занимают практически ту же площадь, что и породы макроцикла усольского; иначе говоря, в это время не отмечается ни заметного расширения, ни уловимого сокращения общей площади моря на юге Сибирской платформы. Но состав пород на разных горизонтах макроцикла все же существенно менялся. Нижнюю четверть бельского макроцикла (нижнебельские слои) составляет известково-доломитовая пачка, в породах которой в ряде мест по южной окраине бассейна присутствуют остатки трилобитов *Vulajaspis*, в более древних отложениях этих мест полностью отсутствующие. Следующая большая часть бельского макроцикла образована соленосным комплексом — чередованием слоев каменной соли, доломитов, ангидритов (гипсов) и переходных ангидрито-доломитовых пород. На самом вершю макроцикла обозначается небольшая сульфатно-доломитовая пачка, относимая стратиграфами уже к нижеангарской свите. Смысл событий, зафиксированных этой сменой литологических комплексов, совершенно очевиден. *Бассейн, сохраняя практически одну и ту же площадь, последовательно менял свою соленость: сначала он был рассолонен до практически полного прекращения сульфатной седиментации, затем вновь осолонился до стадии садки галита и в конечный момент опять заметно рассолонился.*

После сказанного выше очевидно, что причиной такого рода изменений минерализации воды были колебания в интенсивности водообмена краевой зоны моря с нормально-соленой его частью. В первую треть макроцикла, благодаря погружениям дна по северной периферии Иркутского амфитеатра, водообмен был усилен, во вторую, большую — был вновь затруднен по причине поднятий в той же северной периферии, и восстановилась обстановка, близкая к эпохе галититовой седиментации усольского времени; в краткий заключительный момент водообмен вновь слегка расширился, началось рассолонение.

Мы сказали, что в эпоху галититового осадкообразования обстановка была близка к усольскому времени; близка, но отнюдь не тождественна. Убедиться в этом можно, рассмотрев схему литолого-фациальной зональности верхнебельского времени, изображенную на фиг. 179. *Вместо единого ареала галогенеза, охватывавшего в усольское время Иркутский амфитеатр и доходившего на северо-востоке до Березовского прогиба и района кемпендяйских куполов включительно, в верхнебельское время существуют два ареала галититовой седиментации: собственно*

в амфитеатре и в Березовском прогибе. Между ними по р. Лене располагается зона доломитового осадконакопления, отвечающая только несколько осолоненной воде. Общая площадь солеобразования, следовательно,



Фиг. 179. Условия отложения Бельской толщи (по Я. К. Писарчик и др.).

1 — известковые отложения нормально-соленого моря; 2 — доломиты переходной слабо осолоненной зоны моря с подводными отмелями и островами; 3 — ангидрито-доломиты, достоверно установленные; 4 — ангидрито-доломиты гипотетические; 5 — находки раковин *Vulajaspis*; 6 — соленосные отложения гипотетические; 7 — соленосные отложения, достоверно установленные; 8 — суша.

сократилась. Очевидно, часть прежних барьеров, отъединявших крайнюю зону моря в усольское время, в течение бельского макроцикла не восстановилась. Общая мощность соли и коэффициент соленасыщения в это время также понизились, как это явствует из данных табл. 37.

Таблица 37

Соленосность бельского макроцикла  
(по А. А. Иванову и Я. К. Писарчик)

| Скважины              | Суммарная мощность соли, м | Коэффициент соленасыщения, % |
|-----------------------|----------------------------|------------------------------|
| Бохан 1-р . . . . .   | 26,5                       | 51,0                         |
| Оса 1-р . . . . .     | 43,4                       | 43,4                         |
| Тыреть 1-р . . . . .  | 61,0                       | 51,2                         |
| Усть-Кут . . . . .    | 164,0                      | 52,7                         |
| Наманинская . . . . . | 67,0                       | 18,0                         |
| Солянская . . . . .   | 68,0                       | ?                            |
| Олекминская . . . . . | 112,0                      | 30,0                         |

Особенно низок коэффициент соленасыщения по-прежнему в Березовском прогибе.

Очень существенно также то обстоятельство, что в каменной соли бельского макроцикла нет указаний на наличие включений калиевых солей. Очевидно, соленость солеродной части краевой зоны моря в это время также не достигала тех больших величин, какие были свойственны ей в макроцикле усольском.

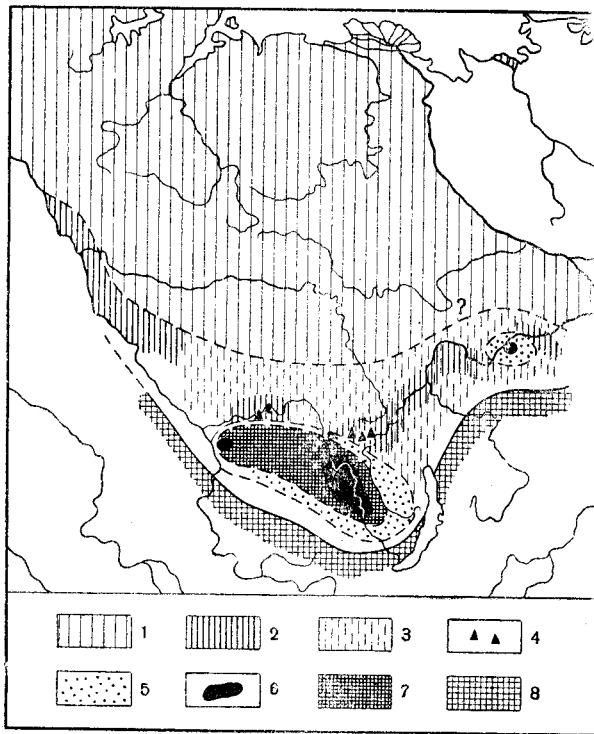
Чрезвычайный интерес в связи с этим вызывает нахождение остатков трилобитов *Bulajaspis* в прибрежной полосе бельских доломитовых осадков вдоль Восточных Саян и в Прибайкалье. Это с достоверностью указывает, что южная краевая полоса моря была тогда осолонена в весьма небольшой мере, разрешавшей обитание в ней даже высокоорганизованных эвригалинных морских форм. Естественно встает вопрос о том, как достигалось это рассолонение? Ответ на него, к сожалению, пока не однозначный. Я. К. Писарчик (1958<sub>2</sub>), Н. А. Архангельская и В. Н. Григорьев (1960) полагают, что рассолонение вызывалось расчленением прежде единого Восточно-Саянского континента на цепь островов с проливами между ними; приток морской воды через эти проливы из соседней южной геосинклипальной зоны и действовал опресняюще. Не отрицая возможности такой причины, укажу все же, что дело могло обстоять и иначе. Опресняющий поток морской воды мог поступать из северной нормально-соленой части платформенного моря через те широкие ворота, какие образовались между солеродными областями Иркутского амфитеатра и Березовского прогиба. Вступающий здесь ток морской воды направлялся затем вдоль Прибайкальской зоны к Иркутску, а затем поворачивал на северо-запад вдоль Саян. Здесь он, вероятно, осолонялся и терял свою индивидуальность. В пользу такого понимания дела говорит то обстоятельство, что *Bulajaspis* является родом платформенного бассейна и в соседней саянской геосинклинали неизвестен. Если все эти соображения о подтоке рассолоняющей морской воды верны, мы получаем ту же систему циркулярного течения, что и в осолоненных краевых частях других морей (см. выше); соленакопление и в данном случае отвечало бы халистазе.

В целом галогенез в бельском макроцикле был значительно ослаблен по сравнению с галогенезом усольским — и по массе накопившихся солей, и по площади их развития, и, наконец, по предельной минерализации рапы в солеродной зоне.

Все эти тенденции с еще большей силой проявились в макроцикле ангарском (фиг. 180 и 181).

Площадь распространения слагающих его пород немного меньше площади развития двух первых макроциклов; но это следует отнести главным образом за счет последующего размыва, первоначально же породы ангарского макроцикла, вероятно, занимали практически ту же территорию, что и породы предыдущих двух макроциклов. Таким образом, в ангарское время стабильное состояние бассейна продолжается. Но состав пород по разрезу существенно меняется. Нижняя часть макроцикла, представленная булайской свитой, слагается доломитовыми породами; в самых низах разреза еще присутствуют прослойки ангидрито-доломитов, доломитовых мергелей; в более верхних горизонтах сульфатизация становится редкой. В породах обнаружены остатки фауны трилобитов *Tungusella* и др. Начало макроцикла, следовательно, ознаменовалось значительным рассолонением бассейна, что было вызвано усилившимися погружениями в северной «барьерной» полосе Иркутского амфитеатра и усилением водообмена с северной нормально-соленой частью моря. В таких условиях накопились 120—160 м карбонатных пород булайской свиты. Позже связь с открытым морем вновь затруднилась и началось отложение соленосной ангарской свиты обычного для нижнего кембрия состава — чередование

пластов каменной соли с доломитами и ангидритами; общая мощность ее колеблется от 260 до 400 м. На палеофациальной схеме (фиг. 180) бросается в глаза значительное сокращение солеродных областей даже сравнительно с бельским временем. Значительной мощности (до 270 м) каменная соль достигает лишь в Заярской скважине (на р. Ангаре), в центре западного солеродного участка; коэффициент соленасыщения здесь около 40%



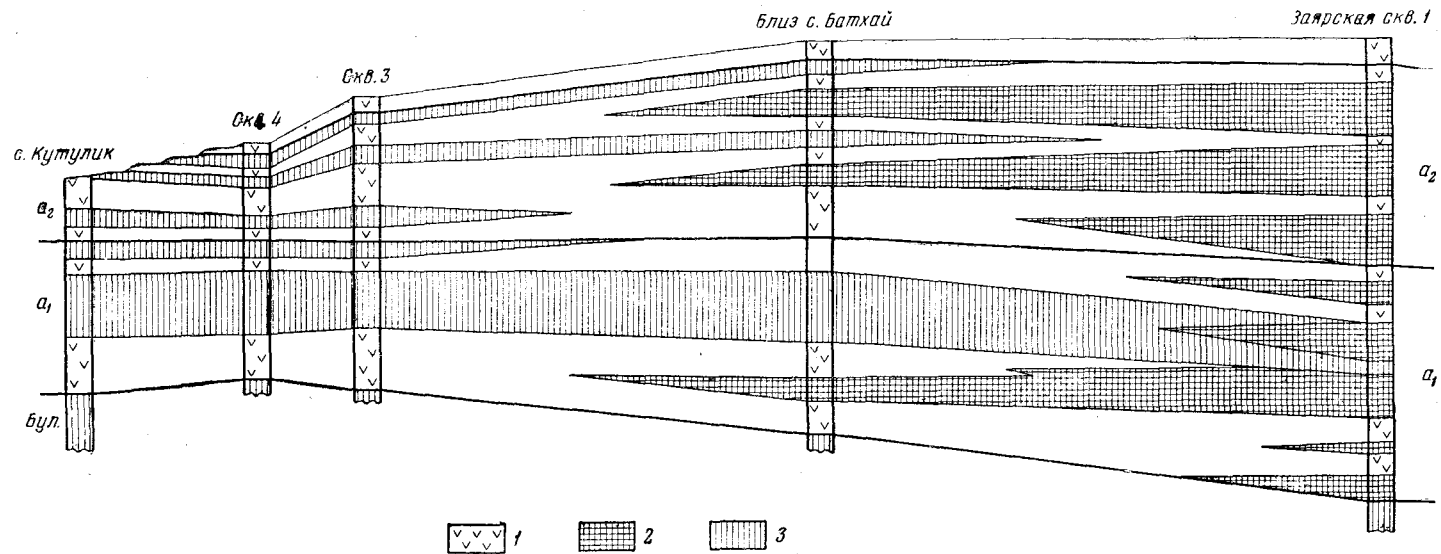
Фиг. 180. Условия отложения Ангарской толщи (по Я. К. Писарчик и др.).

1 — известковые отложения нормально-солёного моря; 2 — доломитовые осадки, достоверно установленные; 3 — доломитовые осадки гипотетические; 4 — находки раковин *Valaispis* и др.; 5 — ангидрито-доломиты; 6 — солёносные отложения, достоверно установленные; 7 — солёносные отложения гипотетические; 8 — суша.

(Иванов и Левицкий, 1960). В Березовском прогибе синхроничное соленакопление в Олекминской скважине достигает лишь 34 м (коэффициент 9%), в Усть-Бирюкской — 78 м (неполная), в Дельгейской — 171 м (коэффициент 28%).

Подобно предыдущим солёносным макроциклам, ангарскому присуща ясно выраженная ритмичность второго и других, более мелких порядков.

Интересную особенность ангарского макроцикла составляет присутствие в галогенных породах гораздо большего количества обломочного материала, чем в предыдущих макроциклах, и появление самостоятельных прослоев песчаников и алевролитов. Это свидетельствует об оживлении рельефа водосборных площадей, т. е. о начале поднятий, приведших затем, в среднекембрийскую эпоху, к общей регрессии моря и господству континентальных условий.



Фиг. 181. Строение Ангарской соленосной толщи (по Я. К. Писарчик).

1 — каменная соль с прослоями ангидрита; 2 — ангидрито-доломитовый комплекс; 3 — известково-доломитовый комплекс. Свиты: Бул. — бузайская;  $a_1$  — нижеангарская;  $a_2$  — вышеангарская.

## 5. ОБ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ТИПЕ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Для правильного понимания нижнекембрийской соленосной формации остается уточнить: к какому же типу — трансгрессивных, стабильных или регрессивных формаций ее следует относить?

В литературе существуют разные точки зрения на этот счет. Н. С. Зайцев и Я. К. Писарчик считают ее трансгрессивной; А. А. Иванов склонен, напротив, причислить ее к регрессивным. Первая точка зрения основана, видимо, на характерной смене в разрезе формации базального терригенного комплекса хемогенным, вначале карбонатным, потом соленосным при прогрессирующей убыли обломочного материала, что как раз характерно обычно для седиментации трансгрессирующего бассейна. Однако толкованию соленосной формации  $С_{т1}$  в качестве трансгрессивной противоречит постоянство площади осадконакопления с самого начала мотского времени; убыль же в составе пород обломочного компонента находит объяснение в прогрессирующей нивелировке рельефа водосборных континентальных площадей. Те же факты не позволяют согласиться и с трактовкой галогенной формации  $С_{т1}$  в качестве регрессивной. *В действительности эта формация, как явствует из данного выше анализа ее истории, является типичным представителем стабильного типа. Она возникла при достаточно устойчивом сохранении краевой осолоненной зоны моря своих площадных размеров, но при изменчивом режиме ее связей с открытым нормально-соленым морем. Вызывалась же эта изменчивость не расширением или сокращением общей площади солеродного бассейна, а то углублением, то обмелением периферийной полосы, что усиливало или затрудняло водообмен с последним и соответственно меняло соленость и хемогенное осадкообразование в солеродном бассейне.*

### IV. СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ КАЛИЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЭЛЬК-ПОЙНТ В СЕВЕРНОЙ АМЕРИКЕ И ЕЕ ГЕНЕЗИС<sup>1</sup>

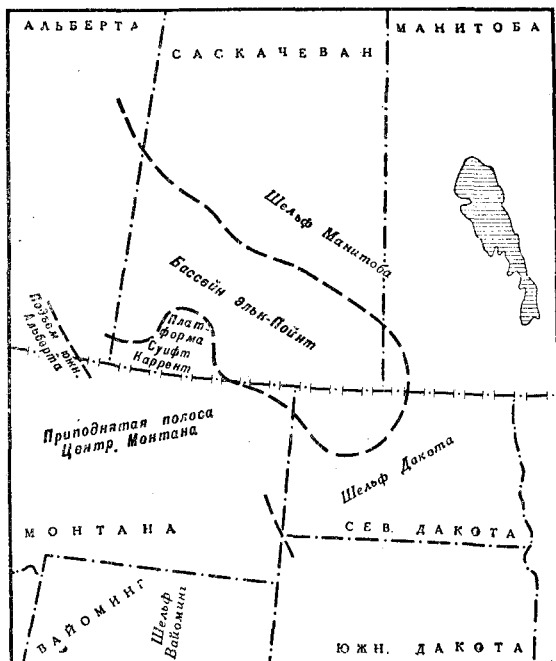
В качестве еще одного примера галогенных формаций краевого морского типа рассмотрим толщу Эльк-Пойнт, недавно разбуренную в Сев. Америке в так называемом «Виллистонском бассейне». Этот бассейн представляет собою одну из синеклиз, усложняющих склон Канадской платформы, погружающейся в направлении к Кордильерской геосинклинальной зоне. Географически Виллистонская синеклиза обнимает западную часть штата Сев. Дакота, восточную часть штата Монтана, юг штата Саскачеван. Площадь синеклизы разными авторами оценивается от 244 000 до 500 000 км<sup>2</sup>, в зависимости от того, по какому структурному горизонту ведется подсчет.

Тектоническое строение Виллистонской синеклизы в девоне, по А. Байли (Baillie, 1955), показано на фиг. 182. В центре синеклизы располагался наиболее погружающийся участок, на котором и была локализована галогенная формация Эльк-Пойнт; этот участок диагонально пересекал южную часть Саскачевана и простирался в северо-западном направлении в штат Альберта. Площадь формации Эльк-Пойнт была окружена менее подвижными участками: на севере и северо-востоке — «шельфом» Манитоба, на юге и юго-востоке — «шельфом» Дакота, на юго-западе — приподнятой полосой Монтана, которая южнее переходит в «шельф» Уайоминг<sup>2</sup>. На западе бассейн Эльк-Пойнт ограничен подъемом Южной Альберты. Северо-западной границей была, вероятно, приподнятая полоса или антиклиналь

<sup>1</sup> Нижеследующее описание основано главным образом на сводке А. П. Богдановой, выполненной в 1959 г. в Институте геологии.

<sup>2</sup> Термин «шельф», введенный американскими геологами, используется условно, за неимением точного ему эквивалента.

Свитграсс. По предположениям Слооса, подъем Свитграсса начался в среднем девоне и продолжался до конца девона; всюду на этой площади наблюдается несогласное залегание на девоне более молодых осадков. Севернее антиклинали Свитграсс располагался бассейн Центрального Альберта, южнее — Виллистонский бассейн. Этим двум бассейнам отвечали два участка наибольшего погружения в девоне. Один локализован на юге Саскачевана и очерчивается изопахитой 600 м, второй в Центральном



Фиг. 182. Тектонические структуры девона (по Бейли).

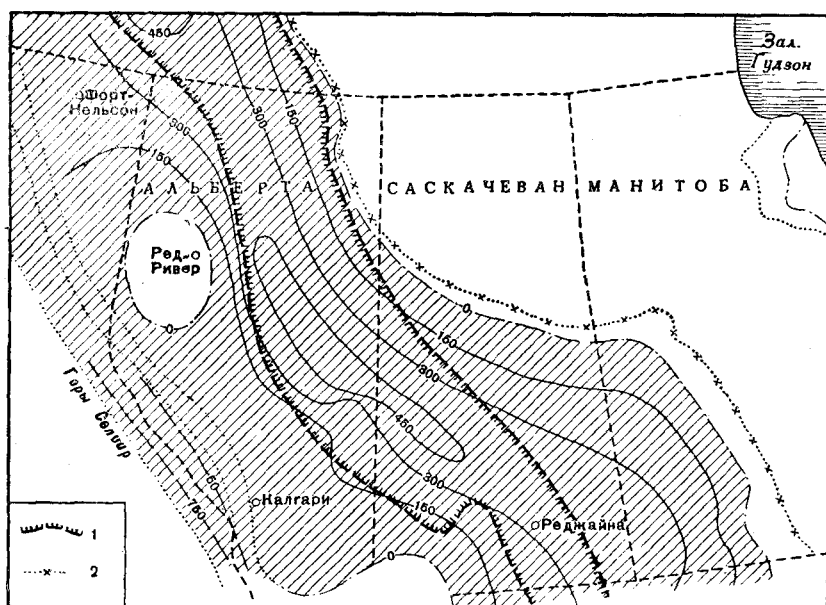
Альберте; максимальная мощность девона в нем превышает 1200 м. На «шельфовых» участках, которые по сути дела являются бортами синеклизы, мощность осадков в 3—4 раза меньше, нежели в центре синеклизы; в восточном направлении мощность девонских отложений уменьшается и вблизи Канадского щита они выклиниваются.

В основании девона повсюду отмечается крупный перерыв: отсутствуют верхние части силура и весь нижний девон. Средний девон в главной части своей представлен группой Эльк-Пойнт. Разрез начинается кирпично-красными глинистыми доломитами, переслаивающимися с красными сланцами (15 м); выше располагается светлый мелкозернистый слоистый известняк (22 м), а над ним мощная (115 м) толща рифогенных доломитов, сахаровидных, палево-желтых, коричневых. Над морской карбонатной формацией согласно залегает галогенная формация Эльк-Пойнт, мощностью 180 м. Она слагается переслаиванием каменной соли и ангидритов небольшим количеством слоев доломита; в верхах формации — три прослоя калийных солей. Перекрывается формация 60-метровой толщиной красных и зеленых сланцев, переслоенных мелкозернистыми строматопоровыми известняками; в верхах местами желваки и прослои ангидрита.

По А. Бейли, соли формации Эльк-Пойнт распространены только в пределах наиболее пониженной части Виллистонской синеклизы.

Как видно на карте (фиг. 183), площадь развития солей тянется сравнительно широкой полосой с юго-востока Саскачевана на северо-запад,

пересекая штаты Саскачевана, Альберта и продолжаясь в более северные провинции. Северная и южная границы соленосной фации пока не установлены; длина соляной полосы, по Веббу (Webb, 1951), достигает 1600 км. Основным членом галогенной формации является каменная соль; в центральной части формации она образует большую часть разреза. Ангидриты встречаются в виде прослоев в верхней части формации, причем на северо-востоке мощность их достигает местами 30 м. Вблизи края формации



Фиг. 183. Карта изопахит и современного распространения отложений девона и силура Виллистонского бассейна (по А. П. Богдановой).

1 — граница площади распространения солей; 2 — край докембрийского щита.

ангидриты перекрывают соль и по периферии замещают ее, распространяясь и на площади шельфа, т. е. по бортам синеклизы. Мощность каменной соли сильно варьирует, местами она достигает 192 м, но местами исчезает совсем. Огромная бессолевая площадь, очерченная причудливо изогнутой линией, внедряется в соленосную зону с юга и почти полностью расчленяет ее на двое. Характерно, что изопахиты под прямым углом подходят к бессолевой площади и легко увязываются по обеим ее сторонам, если их продолжить в зону без солей. Вероятнее всего, в бессолевой зоне соли просто выщелочены. Явления размыва и выщелачивания солей отмечаются и в нескольких других пунктах. Местами верхняя часть разреза соленосной толщи вообще полностью уничтожена.

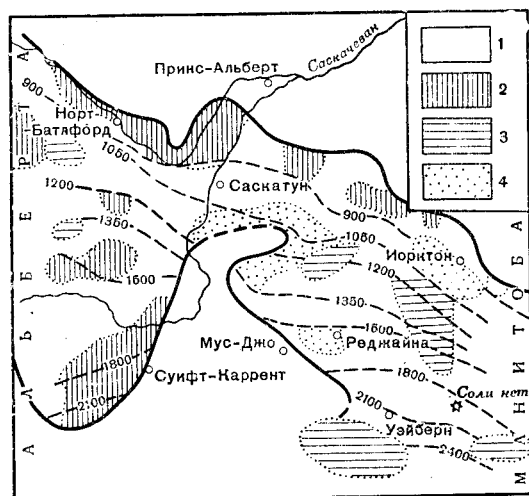
Калийные породы залегают в верхней части разреза формации. Большинство скважин пройдено три довольно четких калийных горизонта, которые пока не сопоставимы друг с другом по отсутствию достаточного количества данных. Представлены калийные соли преимущественно сильвином и небольшим количеством карналлита, т. е. принадлежат хлоридному типу. Мощность калийных горизонтов колеблется от 0,75 до 4,2 м. Площадное распространение их до настоящего времени точно не установлено. Но так как калийные соли встречены многими скважинами в различных точках, значительно удаленных друг от друга, следует предполагать, что калиеносные отложения распространены на огромной площади. Наибольшая калиеносность (содержание  $K_2O > 25\%$ ) приурочена к центральной части бассейна, т. е. к местам, где развита наибольшая



мощность каменной соли (фиг. 184); в обе стороны от этой полосы калиенность убывает.

Палеогеографические условия образования галогенной формации Эльк-Пойнт могут быть реконструированы пока лишь в общих чертах.

В конце верхнего силура и в нижнем девоне территория Виллистонской синеклизы была приподнята выше уровня моря и являлась областью денудации. В начале среднего девона синеклиза была быстро затоплена и стала областью мелководной, главным образом карбонатной седиментации, то доломитной, то известковой, причем карбонатные накопления в более поздние времена имели нередко характер рифовых отложений. В один из моментов среднего девона физико-географические условия суще-



Фиг. 184. Глубина залегания (в м) калийных солей и содержание в них  $K_2O$  (по Томкинсу, из А. П. Богдановой).

1 — нет данных; 2 — ниже 15%  $K_2O$ ; 3 — от 15 до 25%  $K_2O$ ; 4 — выше 25%  $K_2O$ .

ственно изменились: широкая, бывшая доселе связь моря Виллистонской синеклизы с открытым геосинклинальным бассейном, видимо, сильно сузилась, и это повело к засолению водной массы, оставшейся в синеклизе; началось образование галогенной формации Эльк-Пойнт. Где и какого рода были поднятия, вызвавшие затрудненный водообмен с открытым морем? Их нельзя искать вдоль северо-восточного борта синеклизы, так как восточнее простирался обширный континент Канадской платформы, захватывавший, вероятно, значительную часть шельфов, т. е. бортов Виллистонской синеклизы. Поднятия могли быть только вдоль юго-западного края синеклизы, в полосе, тянувшейся от южной части штата Альберта в Центральную Монтану и отсюда в Вайоминг и к Южп. Дакоту. Приподнятой была, вероятно, и антиклиналь Свитграсс, о чем уже было сказано выше. Едва ли можно думать, что поднятия представляли собою сплошную и возвышенную гряду, ибо в составе галогенной формации нет сколько-нибудь заметной терригенной примеси; она появляется лишь в самых верхних горизонтах формации. Таким образом, затрудненную связь с открытым морем на юго-западе нужно представлять себе как цепь частью подводных отмелей, частью надводных островов, между которыми все же оставались проливы, позволявшие морской воде проникать в синеклизу и питать ее бассейн солями. Но в силу мелководья проливы водообмен был односторонний: морская вода поступала в синеклизу, но сильно соленая рапа обратно не вытекала. Это обусловило как быстрые темпы осолонения,

так и большую полноту галогенного процесса, закончившегося садкой калийных солей. Отметим интенсивно протекавшую метаморфизацию рапы, практически нацело лишившейся сульфатов магния и потому садившей лишь хлориды К и Mg.

Если эти соображения верны, то палеогеография и тектонические условия образования формации Эльк-Пойнт близко напоминали палеогеографию данково-лебемянской и усольской формаций, почему мы и ставим ее в фациальный ряд этих формаций. Существенным отличием формации Эльк-Пойнт от ее аналогов является лишь гораздо большая полнота галогенного процесса, приведшего к формированию крупных накоплений калия. Причиной была, возможно, большая степень изоляции солеродной краевой части открытого моря, чем в случае данково-лебемянской и усольской формаций.

#### **У. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И СТРОЕНИЯ КРАЕВЫХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

Познакомившись с отдельными представителями краевых морских галогенных формаций, естественно выяснить, каковы же главные характерные, специфические черты этого типа, отличающие его от других типов галогенных формаций? Что является тектонической предпосылкой их возникновения?

Характерной морфологической чертой бассейнов, породивших краевые морские галогенные формации, является то, что *всегда они имели вид крупных заливообразных врезов открытого моря в континент, — врезов, напоминавших своими очертаниями большие открытые современные заливы типа Бискайского*. Когда субстрат, покрытый водой, относился к послегерцинским молодым платформам и обладал значительной тектонической расчлененностью и заметным рельефом, морфология краевой части моря также была сложна. Оно обладало островами, нередко крупными, и некоторые из них весьма заметно отгораживали краевую часть моря от остального его массива, резко затрудняя водообмен. Краевой бассейн тогда близко подходил к типу заливов и в пределе, когда пролив становился единственным, действительно переходил в разновидность заливов типа Кара-Богаз-Гола. Но обычно входов для морской воды бывало 2—3 или несколько, и это обстоятельство отчетливо отличает краевую часть моря от залива. Примером являются бассейны рёта и Т<sub>2</sub> Германии, J<sub>3</sub> Таджикистана и др. Но когда субстрат, затопленный морем, относился к древним платформам и обладал малой тектонической расчлененностью и слабым рельефом, морфология краевой части моря существенно упрощалась. *Краевая часть моря лишалась островов и вообще надводных поднятий и спокойно, на широком фронте, переходила в открытое море, создавая впечатление единого с ним водного массива. Но в действительности между краевой зоной и открытым морем все же и в этом случае имелись подводные выступы, отмели, которые затрудняли водообмен и делали его ограниченным*. Ток поверхностных вод всегда был направлен из открытого моря в краевую его часть, где поступившая вода испарялась, а соли шли на повышение минерализации краевой зоны. Тяжелая соленая вода краевой зоны стекала обратно в открытое море, но не всюду, а лишь по отдельным, наиболее глубоким проливам. *Чем слабее выражен был этот обратный сток, тем быстрее шло осолонение краевой зоны моря и тем более полным становился в ней галогенез*. Данково-лебемянский, Усольский и среднедевонский Виллистонский бассейны иллюстрируют этот тип краевого бассейна, внешне широко сообщавшегося с открытым морем, в действительности же в той или иной степени изолированного подводными выступами, отмелями; иногда некоторую дополнительную роль в качестве изоли-

рующего фактора играли рифовые постройки, приуроченные к подводным отмелям и их, так сказать, паразитивавшие.

Седиментация в краевых зонах моря во многом существенно отличалась от седиментации в заливах, что сказывается на составе и строении возникших в них галогенных формаций.

Нужно иметь в виду прежде всего, что по площадным размерам краевые зоны моря, как правило, были гораздо больше заливов, даже крупных. Это сейчас же сказалось на степени загрязнения галогенных осадков поступавшим терригенным материалом. Последний оседал в прибрежной зоне, создавая здесь более или менее широкие полосы песчано-алевроитово-глинистых отложений; внутрь бассейна он доходил в ничтожных количествах; тем самым галогенные отложения в своей подавляющей массе становились исключительно чистыми. Существенно также то, что подводные отмели вовсе не давали терригенных компонентов, а надводные давали их обычно очень мало. Поэтому в целом распределению кластического материала внутри галогенных формаций краевого типа свойственна обычно резко выраженная асимметрия: он концентрируется лишь на одной прибрежной части формации, отсутствуя в ее центральной области и на противоположном пелагическом крае. У формаций типа рётской и среднетриасовой, т. е. обладавших крупными островами, отгораживавшими краевую зону моря, распределение кластических частиц становилось, понятно, более сложным, хотя его асимметрия, кажется, никогда полностью не исчезала.

Локализация галогенных осадков, возникших из рапы разных степеней солености, подчиняется простому правилу: *твердые солевые фазы, требовавшие высокой минерализации, приурочивались к наиболее интенсивно прогибавшимся частям дна бассейна и одновременно к более центральным зонам формации, отличающимся наибольшими мощностями; солевые фазы, генерированные из рапы менее соленой, концентрировались в более мелководных зонах бассейна, в периферических частях формации и одновременно на участках с меньшими мощностями.* Поэтому площади каменной соли локализируются в центральных и наиболее мощных участках формаций; гипсы (и ангидриты) окружают их по периферии. Калийные соли всегда располагаются внутри площади развития каменной соли, занимая меньшую ее часть и приурочиваясь к верхним горизонтам формации.

Эта простая схема испытывает обычно разнообразные усложнения. Два из них особенно существенны. Дело в том, что в любой точке краевой морской формации, как и других, ранее описанных, наблюдается не сплошное развитие какой-либо одной твердой соляной фазы, а чередующиеся пласты ряда смежных отложений. Так, в центре формации калийные соли (когда присутствуют) перемежаются с каменной солью; пласты последней переслаиваются с ангидритовыми. По периферии ангидриты переслаиваются с доломитами. Иногда в этом переслаивании участвуют прослои глины и мергелей. При ближайшем рассмотрении обычно все такого рода переслаивания оказываются подчиненными ритмам разной длительности и разного площадного развития, связанным с периодическими то рассолонениями краевой части бассейна, то новыми осолонениями. Рассолонения наступали тогда, когда проливы, соединявшие краевую зону моря с открытой его частью, углублялись и через них усиливался сток тяжелых соленых вод в открытое море. Осолонения происходили при обмелении проливов и прекращении стока тяжелых соленых вод из краевой зоны в открытую часть моря. Эта ритмичность строения краевых морских галогенных формаций роднит их со всеми другими их типами. Другое усложнение создавалось характером водообмена краевой и открытой частей моря. Когда связь между этими частями осуществлялась широким фронтом, т. е. изолирующие поднятия были подводными, расположение разных солевых фаз на поперечном профиле через формации было симметричным, что мы

видели на примере данково-лебедянской и усольской формаций. Но когда воды поступали в краевую зону моря через одну не очень широкую горловину, как это было при возникновении ретской и среднетриасовой формаций Германии, то локализация солевых фаз внутри галогенной формации становилась резко асимметричной: вблизи пролива садились доломитные осадки, дальше к ним подмешивался гипс, а на наибольшем удалении от пролива накапливался галит. Осуществлялась хорошо выраженная пространственная химическая дифференциация внесенного солевого материала.

Для галогенных формаций краевого морского типа характерен своеобразный переход в отложения открытого моря. Нужно иметь в виду, что в области подводных отмелей, отделявших окраину моря от основной открытой его части, все время происходило накопление карбонатных отложений мелководного типа: доломитов, органогенных и детритусовых известняков, оолитовых известняков и доломитов. Эти мелководные фации совершенно постепенно переходили, с одной стороны, в галогенные отложения краевой зоны моря, с другой — в осадки открытого моря. В целом же получалось, что *краевая галогенная формация совершенно постепенно переходила в нормально-морские отложения* (данково-лебедянская, усольская формации). Создавалась видимость полного отсутствия какой-либо изоляции краевой зоны от открытого моря, что породило у некоторых геологов совершенно превратные представления о фациальной обстановке и механизме краевого морского галогенеза (Архангельская и Григорьев, 1960). В действительности поднятия, затруднявшие свободный водообмен краевой и открытой частей моря, существовали, только были, как правило, подводными. Лишь в тех случаях, когда краевая зона была отгорожена крупными надводными поднятиями (рёт, средний триас Германии), между галогенной краевой формацией и отложениями открытого моря оказывался ничем не восполнимый пробел — полоса денудации. Но и в этих случаях на участке соединительного пролива переход галогенной краевой формации в открытое море происходил постепенно.

*Тектонической предпосылкой возникновения краевых морских формаций является наличие перед фронтом наступавшего моря депрессии или синеклизы, ось которой пролегла более или менее параллельно берегу трансгрессирующего бассейна.* При затоплении такой синеклизы (или депрессии) неизбежно получался заливообразный врез моря в континент, внешне напоминавший большие открытые современные заливы типа Бискайского и др., по отделенный в одних случаях надводными, в других — подводными поднятиями.

При ограниченных размерах депрессии, ее более или менее выраженной изометричности и наличии всего единственного пролива, соединявшего бассейн с открытым морем, возникал залив карабогазского типа. При крупных и очень крупных размерах депрессии, когда она становилась платформенной синеклизой, а также при наличии более широких связей с открытым морем, возникал бассейн, являвшийся краевой зоной этого моря. Все это означает, что между формациями описанного ранее заливного карабогазского типа и краевыми морскими формациями существуют постепенные переходы; в то же время краевые формации по площадным своим размерам (но не по мощностям) обычно гораздо крупнее заливных карабогазских.

Формации заливов виррилского типа также переходят в своеобразные более крупные специфические древние галогенные формации, но иного характера; они будут рассмотрены в следующей главе.

В сводном стратиграфическом разрезе литосферы галогенные формации краевого морского типа встречаются гораздо реже формаций лагуновых и заливных; количество их весьма ограничено и почти исчерпывается упомянутыми в этой главе. При этом главная масса их сосредоточена в палеозое, в мезозое же они не поднимаются выше 1<sub>3</sub>. Весьма характерно

вместе с тем, что формации краевого типа полностью отсутствуют в геосинклинальных зонах на всех стадиях их развития и сосредоточиваются только на платформах, особенно древних, докембрийских. Та тенденция к локализации главным образом на платформах, которая проявлялась уже в распределении формаций заливных, в формациях краевых достигла, так сказать, своего логического завершения. *Эти формации возникли только на платформах.* Такое их поведение, в сущности, весьма закономерно и понятно, ибо огромные синеклизы, на базе которых развивались формации краевого типа, существовали только на платформах.

#### VI. О ВОЗМОЖНОСТЯХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ ОТКРЫТОГО МОРЯ

При характеристике начальной стадии аридного осадкообразования было показано, что доломиты — характерный осадок более соленых вод — приурочивались в одних случаях к заливам и краевым зонам открытого моря, в других же — к пелагическим областям открытых морей, занимая здесь огромные площади; в периферических зонах они тогда отсутствовали. При более высоких соленостях, когда начинался галогенез, мы констатировали пока что накопление гипсов и галититов лишь в заливах и краевых зонах некоторых морей. Естественно встает вопрос: не наблюдается ли случаев садки и накопления этих солевых фаз в пелагических областях эпиконтинентальных морей, при отсутствии их в краевых зонах? И не следует ли говорить не только о краевых морских галогенных формациях, но также и о пелагических?

На первый взгляд кажется, что ответ должен быть положительным. Напомню, что, по данным А. Б. Ронова (1956), в отложениях среднего и верхнего карбона Русской платформы в ряде случаев наблюдаются весьма высокие содержания  $\text{CaSO}_4$ . Так, например, скважина в Кельтме для  $\text{C}_2$  дала  $\text{SO}_3$  — 33,67%, в Котельниче — 7,67%, а в Солигаличе — 5,64%. Для  $\text{C}_3$  в скважине Вологды  $\text{SO}_3$  составляет 11,18%, в Горьком — 17,66%, в Котельниче — 8,61%, в Краснокамске — 13,05%, в Солигаличе — 8,77%. Объяснить только вторичной сульфатизацией такое высокое среднее для горизонта содержание  $\text{SO}_3$  невозможно; здесь мы имеем дело, по крайней мере, частично, с пластами гипса.

При истолковании этих данных с формационной точки зрения необходимо иметь в виду следующие важные обстоятельства. Пункты нахождения пластовых залежей гипсов (или ангидритов) в пелагической зоне карбонатных морей удалены друг от друга и разделены участками заведомо чисто карбонатных пород без пластовых сульфатов. Это свидетельствует не только о разрозненности сульфатных накоплений в пелагических областях морей, но и о весьма незначительных площадных размерах самих таких накоплений. В таком случае, применяя принципы выделения галогенных формаций, изложенные в предыдущей главе, мы должны говорить не о пелагических галогенных формациях, но лишь о пелагических галогенных фациях, каким-то образом возникших среди открытого моря. Механизм их образования был, вероятно, следующий. Средне- и верхнекарбонатные моря отличались, как известно, большим мелководьем. Среди пелагических областей их существовали участки невысоких надводных и подводных отмелей с заливами, внедрявшимися в острова, и со сложным лабиринтом проливов между ними. В этой ситуации порою возникали участки воды со значительно затрудненным водообменом между ними и водой открытого моря. Такие участки быстро и более или менее значительно осолонялись и на них порою возникали небольшие по площади участки гипсов. Подобного рода режим в условиях пелагиали был, понятно, анома-

лей и мог существовать лишь кратковременно. Отсюда единичность и небольшие мощности пластовых гипсовых накоплений.

Из сказанного явствует, что *гипсовые линзы среди пелагических отложений  $S_{2+3}$  Русской платформы представляют собою вовсе не нормальные пелагические осадки, а своеобразные лагунные отложения, возникшие в специфических лагунах внутри островных участков пелагических областей моря. В норме, когда такого специфического лагунного режима среди пелагиали не возникало, не образовывалось и «пелагических гипсов».*

Но если так, то, очевидно, на более высоких ступенях осолонения распределение галогенных осадков, связанных с эпиконтинентальными морями, было существенно иным сравнительно с распределением на начальной стадии аридного породообразования. Доломиты массово могли накапливаться не только в заливах и краевых зонах морей, но в ряде случаев и на огромных площадях пелагиали. *С началом галогенеза накопления солевых фаз начисто изгоняются из пелагических зон эпиконтинентальных морей и локализуются лишь в лагунах, заливах и краевых зонах некоторых морей; поэтому никаких пелагических галогенных формаций не существует и принципиально существовать не может.* Лагунные отложения в пелагиали иногда возникали в качестве мимолетного, эфемерного, миниатюрного образования, но лишь в специфической и для пелагиали аномальной и не характерной обстановке островного режима, напоминавшего в принципе обстановку современной Багамской отмели.

## Глава III

### ФОРМАЦИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СОЛЕРОДНЫХ МОРСКИХ ВОДОЕМОВ И ИХ ОСОБЕННОСТИ

Галогенные формации внутриконтинентальных солеродных морей являются одним из наиболее грандиозных и удивительных проявлений древнего галогенеза. Поразительны здесь не только площадные и объемные масштабы осадкообразования и не только полнота галогенного процесса, который доходил в данном случае до своего логического конца, до эвтонии, но и хронологическая уникальность такой формы галогенеза, целиком и полностью укладываемой в пермский период. Можно поэтому с полным правом назвать галогенные формации внутриконтинентальных солеродных морей также специфически пермскими образованиями.

Территориально и во времени эти пермские формации связаны с двумя волнами галогенеза, одна из которых нижнепермская и приурочена к восточной части Русской платформы и Предуральскому прогибу, другая — верхнепермская и локализуется в Среднеевропейской впадине (цехштейновые отложения) и по восточной окраине Русской платформы (казанские отложения).

Рассмотрим галогенез каждой из этих волн отдельно.

#### *Г. НИЖНЕПЕРМСКИЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА*

##### 1. ОБЩАЯ ОБСТАНОВКА ГАЛОГЕНЕЗА

Уже с начала карбона, как известно, Урало-Сибирская геосинклинальная зона вступила в стадию интенсивного складкообразования. Начавшись в центральной части зоны (Алтай, Казахстан, Средняя Азия), горообразовательный процесс затем медленно переползал в направлении на платформы — Сибирскую и Русскую. К концу карбона в западной части геосинклинальной зоны в складкообразование были вовлечены не только область Тургайского плато и восточного склона Урала, но и Центральный Урал, отчасти даже и западный. Таким образом, к востоку от Русской платформы к началу перми располагалась обширная область герцинской складчатости, представлявшая собою систему достаточно поднятых и расчлененных гор, интенсивно денудированных. Аналогичная ситуация имела место и по южной окраине платформы. В результате судетского и последующего карбонового складкообразования были созданы складчатые сооружения Донбасса, протягивавшиеся на восток к низовьям Волги, Мангышлаку и отсюда вдоль юго-восточного края платформы на соединение с уральскими складчатыми цепями. Дислоцированная зона

имела здесь значительную ширину и включала Ставропольское плато с его продолжением в восточное Предкавказье.

Обоими складчатыми сооружениями — Уральским и Донецко-Мангышлакским — Русская платформа была, по-видимому, прочно отделена от морских водоемов, еще уцелевших кое-где на площади Урало-Сибирской и особенно Средиземноморской геосинклинальных зон.

Между платформой и складчатыми сооружениями длинной лентой от крайнего севера Урала до крайнего его юга и отсюда через низовья Эмбы и Урала к Астрахани протягивалась предгорная интенсивно прогибающаяся депрессия (Vortiefe), на западе переходившая в преддонецкую.

Морские воды, изгоняемые из геосинклинальной зоны все разрастающейся складчатостью, в нижнепермское время были локализованы в предгорном прогибе и в прилежащих частях платформы. Они образовывали здесь длинный меридионально вытянутый бассейн, по длинной оси достигавший 3000 км, по короткой 1400 км. На востоке и юге он был замкнут складчатыми горными сооружениями, на западе — приподнятыми частями Русской платформы, в частности — Балтийским щитом, Воронежским и Азовско-Подольским массивами. Соединение с открытым морем осуществлялось лишь на севере, через Печорскую впадину и в более или менее широкой полосе перед Тиманом. Таким образом, *нижнепермский бассейн на востоке Русской платформы представлял собою настоящий внутриконтинентальный водоем, лежавший среди обширных сухопутных пространств, с пологим слабо расчлененным рельефом на западе, гористым на востоке и юге.* Характерными чертами его были огромные размеры, ясно выраженная вытянутость в меридиональном направлении и одностороннее питание лишь с одного северного конца при закрытости противоположного южного окончания. *Это был, следовательно, своеобразный мешкообразный морской водоем, в схеме нечто сходное с заливами виррильского типа, но в колоссально увеличенных размерах.* Это последнее обстоятельство и заставляет выделять нижнепермский водоем Русской платформы из числа заливов и рассматривать его как своеобразное внутриконтинентальное море.

*В связи с огромностью этого бассейна стоит сложность тектонического субстрата, на котором он располагался.* Если брать только самые крупные структуры, то на севере это Печорская депрессия, северная часть Московский синеклизы; южнее — Токмовский, Татарский и Башкирский своды с разделяющими их понижениями; еще южнее — Прикаспийская синеклиза, наконец вдоль восточного и южного края платформы — предгорные прогибы Предуральский и Преддонецкий. Сами эти прогибы также были далеко не однородны, но распадались на ряд более интенсивно и менее интенсивно прогибающихся участков; к числу первых относится Чердынско-Соликамский, Чусовско-Сылвенский, Вельский с продолжением в Актюбинский. Наряду с синеклизами разных размеров и разной тектонической активности в составе субстрата, перекрывавшегося бассейном, имелись и антеклизы (выступы), также разной тектонической активности. Все это делало процессы галогенеза в солеродном бассейне очень сложными, особенно в пространственном размещении разных типов галогенных отложений, а строение возникших галогенных формаций не только сложным, но и весьма своеобразным, не похожим на строение ни одной из описанных выше галогенных формаций вообще.

Особенностью тектонического режима, на базе которого развивался нижнепермский бассейн Восточной Европы, является ясно выраженная тенденция к поднятиям на всех сухопутных, окружавших бассейн, участках. Продолжающееся складкообразование на Урале и по южной периферии платформы сокращало бассейн, оттесняя его в западном и, соответственно, в северном направлениях. Поднятия Балтийского щита, Воронежского, Токмовского, Татарского сводов отгоняли водный покров от западных его границ к востоку. Короче говоря, в течение всего нижне-



пермского времени бассейн явно сокращался. При этом, что особенно важно, связь его с открытым морем прогрессивно все более затруднялась, и если, например, в швагериновый и сакмарско-артинский века соединительный пролив функционировал и по западную и по восточную сторону от Тимана, то в кунгурское — лишь восточнее Тимана, да и здесь последовательно отмирал. *Регрессирующий бассейн в ходе нижнепермской эпохи все отчетливее превращался в замкнутое пересоленное внутриконтинентальное море.*

Все эти особенности тектонического режима в условиях аридного климата могли иметь только одно следствие — прогрессирующее осолонение бассейна и развитие в нем галогенеза все более высоких ступеней и все большей полноты. Это именно и фиксируется в составе нижнепермских отложений Русской платформы и предгорных прогибов.

В стратиграфическом их подразделении выделяют четыре яруса: швагериновый, сакмарский (в составе тастубского и стерлитамакского горизонтов), артинский и кунгурский. Но с точки зрения формационной подразделения должно быть иным. Выделяются три располагающиеся одна над другой, хотя и несколько иначе построенные и ориентированные в пространстве, формации: *доломитная*, отвечающая швагериновому ярусу плюс тастубский горизонт яруса сакмарского; *сульфатно-соленосная*, обнимающая стерлитамакский горизонт и артинский ярус; *калийно-гальитовая*, сложенная кунгурскими отложениями.

Рассмотрим последовательно состав и строение каждой формации.

## 2. ИЗВЕСТКОВО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

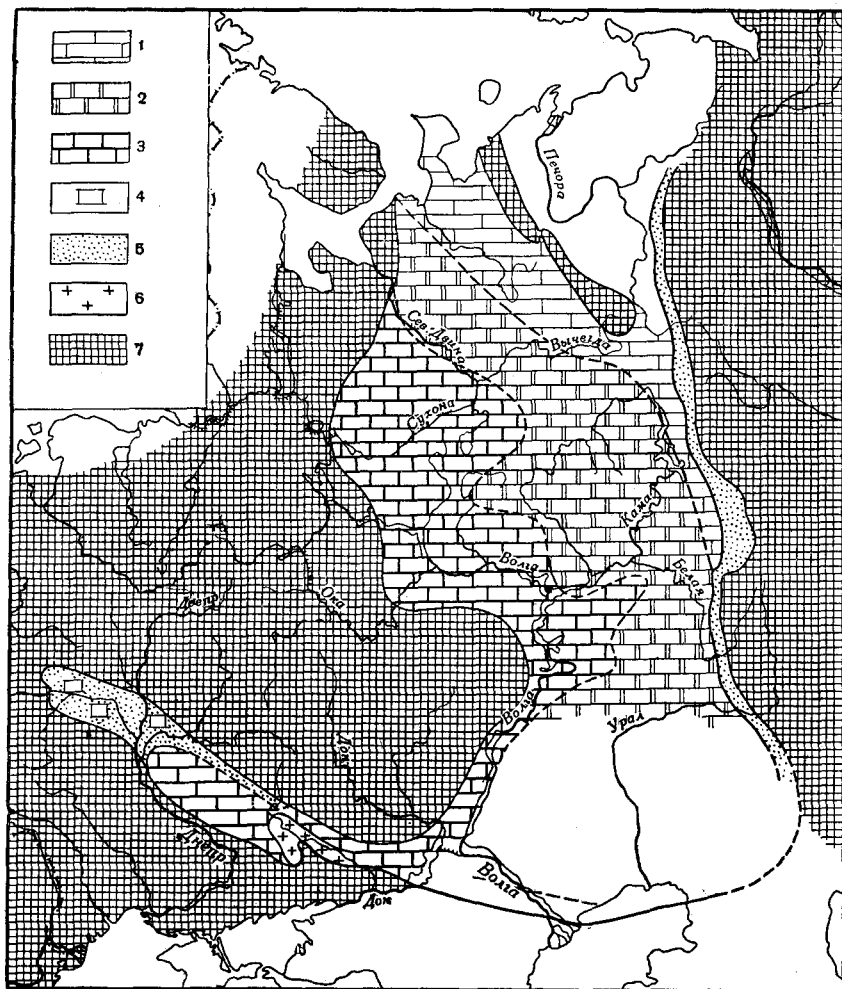
На фиг. 185 воспроизведены, по М. П. Фивегу (1960), палеогеография и осадки базальной известково-доломитовой формации в том виде, какой они имели в первую половину истории этой формации — в швагериновое время.

Хотя бассейн в целом уже являл все признаки внутриконтинентального морского водоема, питаемого водой открытого моря лишь на севере со слепым южным концом, он был еще достаточно широк и, кроме того, обладал обособленным крупным заливом вдоль Днепровско-Донецкой синеклизы.

На подавляющей части площади моря накапливались еще осадки начального этапа аридного литогенеза и только на ограниченной площади Донбасса — галогенные отложения, гипсы и соли; в целом, следовательно, это еще только предыстория галогенеза.

Локализация осадков разного петрографического типа внутри основной меридиональной части бассейна весьма характерна и показывает ясно выраженную асимметричную зональность.

Вдоль Предуральского прогиба протягивалась сравнительно узкая полоса терригенных отложений, возникших за счет поступления обломочного материала с разрушавшихся Уральских горных цепей. В узкой восточной части этой полосы материал часто грубый, на юге с языками конгломератовых накоплений, вытянутых более или менее субширотно. В центральной части прогиба, в местах наиболее прогнутых (например, в Вельской депрессии на юге, в Чердынско-Соликамско-Чусовской на севере), накапливались относительно глубоководные битуминозные глинисто-мергельные и пелитоморфные известковые осадки с фауной аммоней, радиолярий и пр. Вдоль западного борта прогиба прерывистой цепочкой тянулись рифовые массивы, наиболее развитые у Чусовских Городков, на Уфимском плато и на юге Бельской депрессии, где представлены частью шиханами, частью погребенными рифовыми массивами Ишимбая; к югу от Стерлитамака рифы в общем увеличиваются в размерах и протягиваются в Оренбургское Приуралье. С запада к полосе осадков предгорного прогиба примыкает



Фиг. 185. Палеогеография пвагеринового времени (по М. П. Фивегу).

1 — известняки моря нормальной солености (фузулиновые и др.); 2 — области распространения карбонатных пород с подчиненной ролью доломитов; 3 — области преимущественного распространения доломитов; 4 — терригенные породы с прослоями доломитов и известняков (Днепровско-Донецкая впадина); 5 — терригенные породы Предуральяского прогиба и др.; 6 — соленосная толща; 7 — суша.

обширная область платформенной седиментации, представленной почти исключительно карбонатными породами, обычно весьма чистыми от загрязняющего обломочного материала. По химическому составу вначале это известковые отложения с ничтожной примесью доломита; обычно известняки органогенные и органогенно-детритусовые с разнообразной фауной теплого моря (брахиоподы, мшанки, криноидеи и т. д.), а также с остатками водорослей; все указывает на нормальную соленость морской воды. Далее в западном направлении роль доломитов в составе отложений все увеличивается, одновременно фауна становится однообразной; фузулиновые известняки сменяются фузулиново-штаффелловыми и, наконец, штаффелловыми. Уменьшается значение органогенных карбонатов, все большую роль в разрезе начинают играть хомогенные кальцит и доломит, слои которых ритмично чередуются с органогенными известняками. В западной трети бассейна доломитовые породы становятся господствующими, а местами нацело слагают разрез. Фауна в них совсем бедная и угнетенная.

Все это очевидные признаки возросшей солености воды. Таким образом, на поперечном разрезе через бассейн намечается явная асимметрия солености: от близкой к нормальной на востоке до явно повышенной на западе. «По западной периферии бассейна, — пишет М. П. Фивег (1959, стр. 357), — возникали лагуны, в которых садились доломит, гипс, возможно и галит, не сохранившийся в ископаемом состоянии».

Добавим, что по периферии западной трети бассейна среди карбонатных отложений в разрезе появляются небольшие прослои песчано-глинистых пород, а в карбонатных отложениях увеличивается примесь терригенного материала. Возможно, что он поступал сюда главным образом эоловым путем с прилежащего пустынного континента.

Если считать, что степень доломитности пород в известной мере отражает величину солености воды, то расположение известковых и доломитовых отложений может быть использовано для реконструкции гидродинамического режима моря. Вток нормально-соленых морских вод из океана на севере осуществлялся, очевидно, через Печорскую депрессию и в широкой полосе к западу от Тимана. Отсюда морская вода устремлялась к югу, постепенно при этом осолоняясь благодаря испарению. Этот процесс в известной мере задерживался поступлением речных вод с Уральской суши, благодаря чему в некоторой полосе по восточной окраине платформы, а также в передовом прогибе, вода оставалась нормально-соленой даже далеко на юге. Но все же, чем южнее, тем все уже становилась полоса такой воды, а на крайнем юге и она испытывала осолонение. Вдоль западной трети бассейна, в зоне развития доломитов, вода была явно осолонена (по крайней мере до 4,5—5%) и, следовательно, была более тяжелой. Это обстоятельство должно было с неизбежностью породить обратное течение из нашего бассейна в открытое море, причем само течение могло быть только придонным и локализоваться в западной части соединительного пролива. Косое расположение границы доломитной фации в плане, по-видимому, и демонстрирует это выходящее придонное течение.

Языки известковых осадков, резко внедряющиеся с востока в область западных доломитов, порождены, вероятно, ветвями течения, отходившими от главной восточной меридиональной струи нормальной морской воды.

Поскольку размеры бассейна были огромны и весь он лежал внутри аридной зоны, естественно ожидать, что вода, заполнявшая Прикаспийскую синеклизу, должна быть более соленой, чем на севере или даже в средней части моря. К сожалению, объективных данных для проверки такого предположения нет, хотя само по себе оно вполне вероятно.

Единственным участком, где в швагериновое (плюс тастубское) время происходила галогенная седиментация, был северо-запад Донбасса с прилежащими частями Днепровско-Донецкой впадины.

Характерной чертой галогенных отложений этих мест является многократное чередование пород различного петрографического состава. В нижней ангидрито-глинистой толще чередуются слои и пачки глинистой и ангидритовой пород, причем первые составляют не менее 60—70% от мощности толщи. В средней — собственно соленосной — толще пласты каменной соли переслаиваются со слоями ангидрита и реже — соленосных глин и карбонатных пород. Наиболее полно эта соленосная толща представлена в окрестностях Артемовска и Славянска. В Артемовском районе мощность ее достигает 300—350 м. В разрезе присутствуют от 22 до 26 пластов каменной соли мощностью от долей метра до 38—40 м; суммарно они слагают 144—185 м, что отвечает коэффициенту солености 50—60%. В Славянском районе мощность соленосной толщи колеблется от 266 до 386 м, в среднем же около 325 м. Суммарный соляной пласт составляет примерно 190 м; соленасыщение разреза 60—70%. Во все стороны от указанных районов мощности соленосной толщи уменьшаются, а пласты га-

лита постепенно убывают в числе и толщине. Распространение соленосной толщи с юго-востока на северо-запад доказано на протяжении не менее 130—140 км, а в направлении с юго-запада на северо-восток до 80—90 км. Действительное распространение ее, вероятно, больше, но вполне возможно, что в самых краевых частях площади пласты каменной соли выклиниваются или замещаются глинисто-ангидритовыми породами. Покрывается соленосная толща верхней песчано-глинистой гипсоносной свитой малой мощности, образованной чередованием слоев глин, гипса, ангидрита, изредка глинистых песчаников и карбонатных пород.

Накопления каменной соли наиболее мощны и одновременно наиболее чисты от загрязняющих примесей в Артемовском и Славянском районах, где содержание NaCl в галите около 97—98%, а нерастворимого остатка — доли процента. С перемещением в периферическую зону галититы загрязняются CaSO<sub>4</sub> и глинистыми частицами. Накопления калия вскрыты недавно в верхней части соленосной толщи в Славянском куполе, но они весьма незначительны (K составляет 2—3%; сообщение А. А. Иванова). В ряде пластов наблюдается отчетливо выраженная годичная слоистость из тонких (1—5 мм) глинисто-ангидритовых прослоев и более мощных (8—12 см) слоев чистой каменной соли. Но чаще эта сезонная текстура утрачена в процессах перекристаллизации.

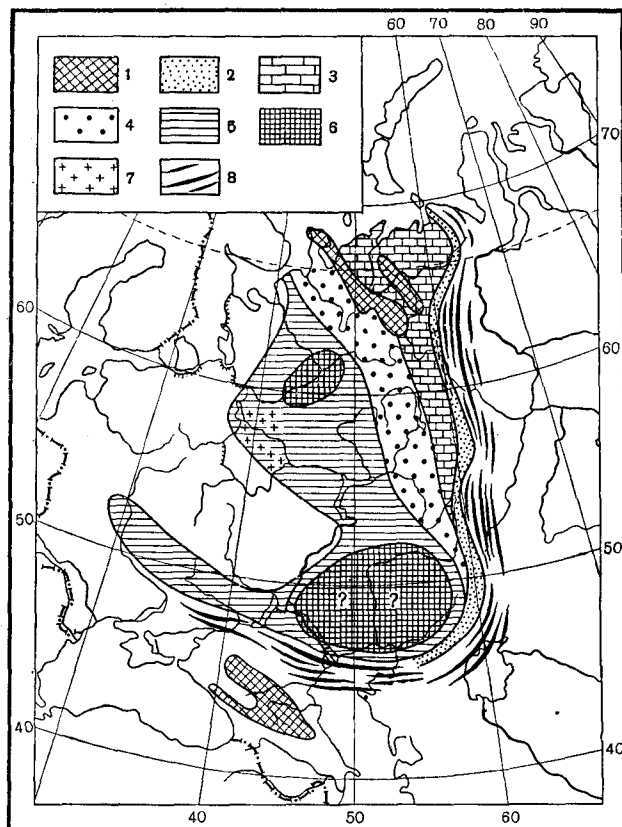
Конкретная палеогеографическая обстановка соленакопления может быть восстановлена пока в общих чертах. Напомним, что и Кальмиус-Торецкая и Славяно-Бахмутская депрессии располагаются сейчас между антиклинальными осями Донбасса. Весьма вероятно, что в швагериновое время эти оси простирались на северо-запад и чувствовались в рельефе на гораздо большее расстояние, чем мы улавливаем их теперь. Между этими осями и располагались солеродные бассейны, являвшиеся, в сущности, заливами с затрудненным сообщением с открытым морем. Это и обусловило их превращение в солеродные бассейны. Сложный же ритм тектонических движений неоднократно то расширял эти связи — и тогда соленакопление прекращалось, то сильно затруднял их — и тогда соленакопление восстанавливалось. Отметим, что галиты отвечают участкам наиболее сильных прогибаний.

### 3. СУЛЬФАТНО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ, ЕЕ СОСТАВ И СПЕЦИФИКА

Как видно на фиг. 186, общие очертания водоема, в котором возникла сульфатно-доломитовая формация, довольно близко отвечали очертаниям швагериново-тастубского бассейна. Подобно последнему, стерлитамакско-артинский водоем обладал хорошо выраженной меридиональной зональностью, но материальное выражение этой зональности было уже существенно иным.

Наименьшие различия проявлялись на востоке. По восточному борту Предуральского прогиба по-прежнему накапливались чисто терригенные породы: конгломераты, песчаники, алевролиты, глины большой мощности. В центральной зоне прогиба они сменяются маломощными битуминозными мергелями, глинами, глинистыми известняками с радиоляриями, аммонейми и изредка фузулинами, занесенными из более мелководных западных областей. Этот маломощный комплекс пород стратиграфически отвечает полному и мощному разрезу стерлитамакско-артинских отложений прибрежных зон и потому с полным правом (вслед за Д. Ф. Шамовым) рассматривается в качестве настоящих глубоководных отложений предгорного прогиба. Впрочем развит он не повсеместно в прогибе, а в наиболее прогнутых его частях — Чердынско-Соликамской и Чусовско-Сылвенской депрессиях на севере, в Бельской депрессии на юге. По западному борту прогиба по-прежнему протягивалась разорванная на куски

цепочка рифовых массивов Чусовских Городков, Уфимского плато, Шиханов и погребенных массивов Ишимбая, уходящая далее к югу. В ближайшей к прогибу окраинной полосе Русской платформы еще уцелевала полоса известковых органогенных и детритусовых отложений с брахиоподами, мшанками, многочисленными фузулинами, спикулами губок, водорослями, но начиналась уже заметная их доломитизация. Наибольшей ширины достигала эта известковая полоса на севере, где занимала всю площадь Печорской впадины между Тиманом и Уралом. Южнее 60-й параллели она резко суживалась, а к югу от Ишимбая быстро выклинивалась.



Фиг. 186. Палеогеография сакмарского и артинского веков (по В. Д. Наливкину).

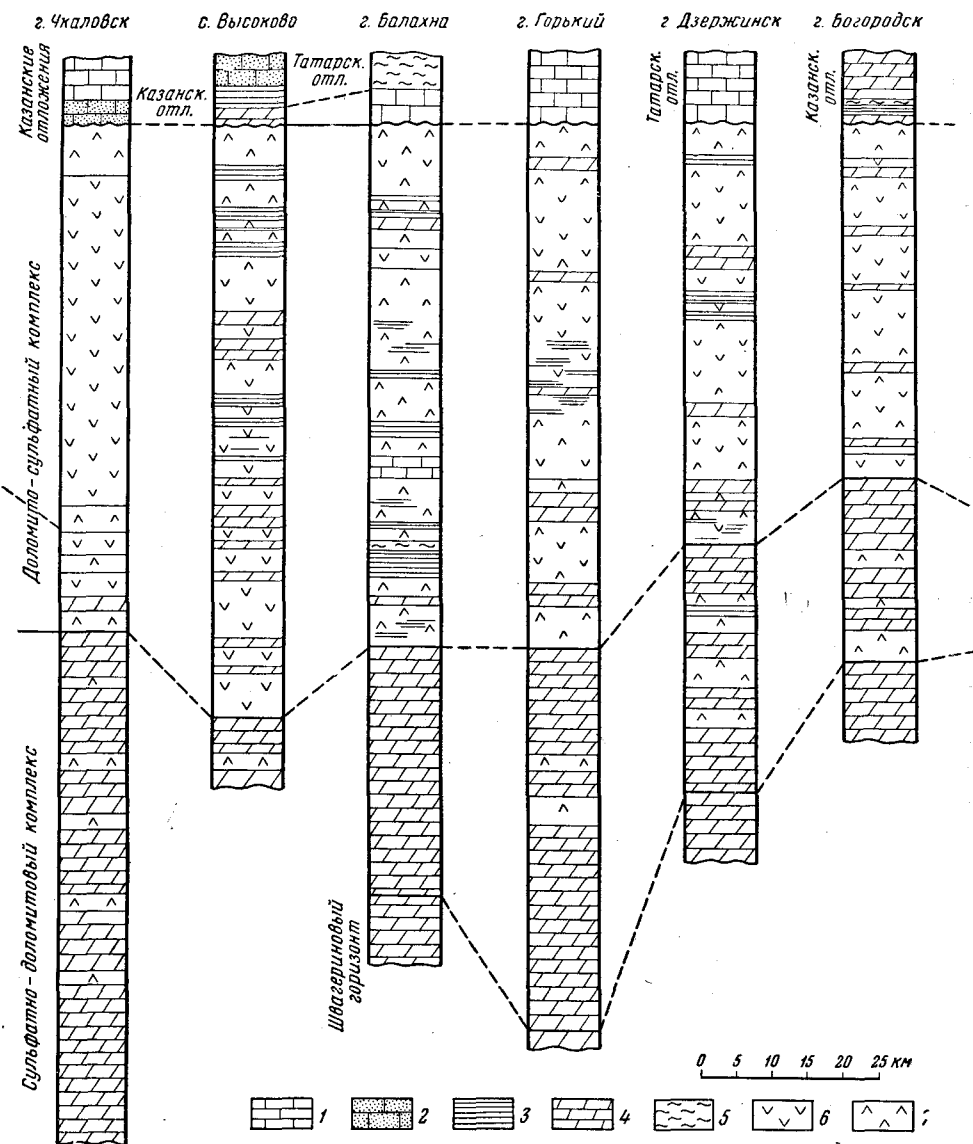
1 — приподнятые участки; 2 — прибрежные отложения (обломочные); 3 — известняки; 4 — доломиты с включением гипсов; 5 — доломиты с прослоями гипса; 6 — гипсы и галититы; 7 — локальные линзы NaCl; 8 — горные цепи.

В описанных зонах, судя по характеру осадков и органических остатков, мы имеем дело с водой нормально-морской или близкой к ней солености.

Непосредственно западнее полосы известковых отложений протягивается довольно широкая зона доломитов, переслаивающихся с известковыми доломитами, иногда с известняками, и заключающих гнезда и пропластки гипса; количество их все увеличивается в западном направлении. Фауна встречается лишь в отдельных прослоях, причем несет признаки угнетения; она бедна по числу видов и представлена главным образом эвригалинными формами пелеципод и гастропод, брахиопод мало, вместо фузулин — штафеллы; индивидуумы малорослы. Очевидно, соленость

воды в этой зоне была выше нормально-морской, а часто выше верхнего предела, «разрешающего» жизнь и развитие донных форм.

В большей западной половине бассейна характер осадконакопления меняется еще раз (фиг. 187). В сложении возникшей здесь части формации



Фиг. 187. Разрезы сакмарско-артинских отложений Русской платформы (по А. А. Иванову).

1 — известняк; 2 — песок; 3 — глина; 4 — доломит; 5 — мергель; 6 — ангидрит; 7 — гипс.

главнейшую роль играют ангидрит и гипс, наряду с которыми во всех разрезах присутствует доломит, слагающий слои и прослои разнообразной мощности, но обычно меньшей, чем слои сульфатных пород. Особенно большого развития достигают гипсо-ангидритные породы вдоль западной окраины средней части водоема, а также в южной части его, отвечающей Заволжью. Местами весь разрез здесь переходит в сульфатную фацию с почти полным отсутствием доломитов.

В последнее время И. Н. Тихвинским (1960) была предпринята попытка выяснить, что контролирует изменения в соотношениях ангидритов (и гипсов) и доломитных пород на площади Заволжья. Оказалось, что таким фактором было тектоническое строение дна, отражавшееся в его конседиментационном рельефе. На участках западин в наибольшей степени концентрировались сульфаты — гипс и ангидрит; на разделяющих их приподнятых площадях развивались главным образом доломиты с подчиненным количеством сульфатных горизонтов. Вполне вероятно, что эта закономерность имеет для изучаемой формации более широкое значение.

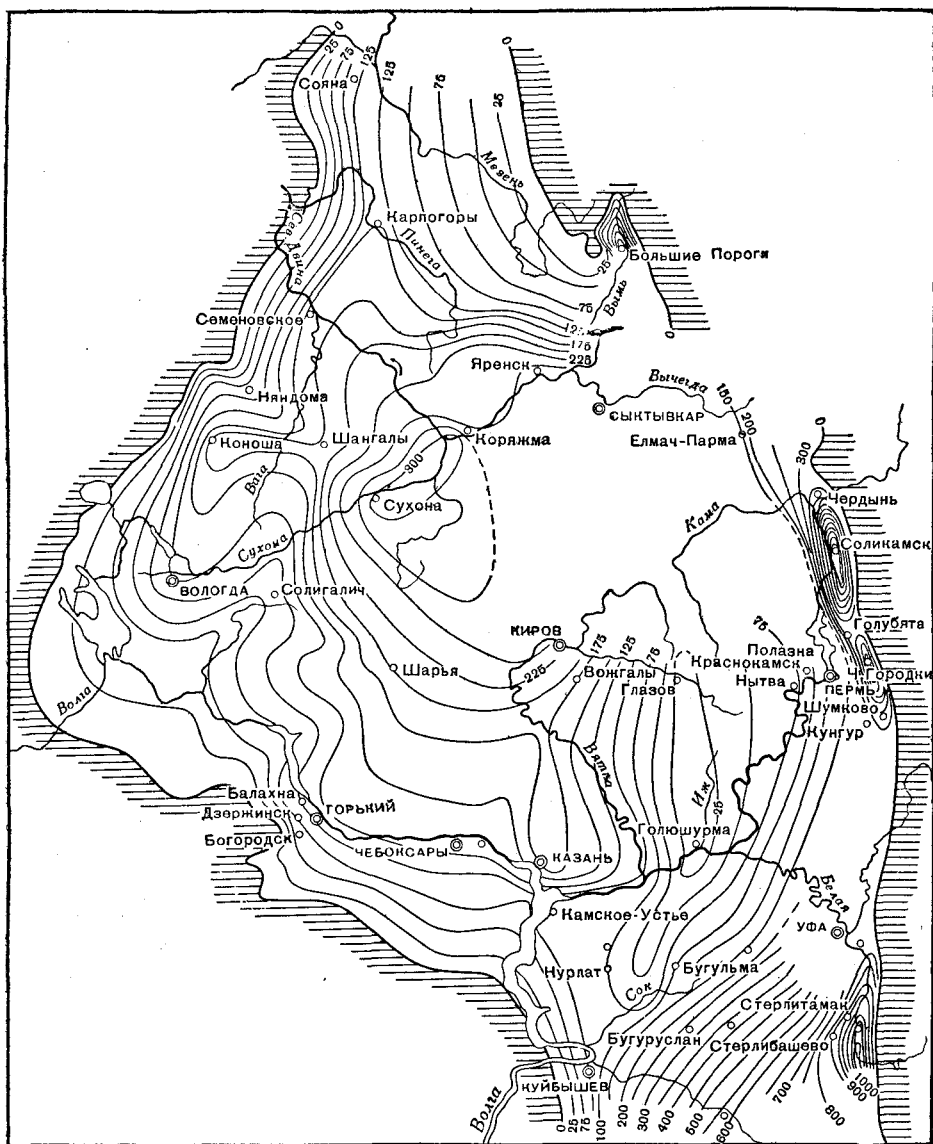
Существенной новостью в седиментогенезе стерлитамакско-артинского времени является возникновение галитовых отложений, притом на разных участках водоема и в большой массе.

Намечаются три поля их развития. Первое локализовано на севере, на площади Двинско-Мезенской впадины, где образует обширный Двинско-Сухонский соляной бассейн. С юго-запада на северо-восток этот бассейн протягивается на 300 км, в перпендикулярном направлении — на 200 км. Особенностью сформировавшихся в нем залежей каменной соли является их небольшая мощность (0,1—10 м); количество пластов 5—7; коэффициент соленасыщения 35—40%. Каменная соль имеет в большинстве слоев крупнокристаллическое строение и является либо чистой и прозрачной, либо содержит включения, тонкие прожилки и прослойки красно-бурой и зеленовато-серой глины и ангидрита, которые иногда преобладают над солью. Местами соль окрашена в розовый цвет, обычно же в серый и бурый. Содержание NaCl в пробах соли колеблется от 50 до 95%, CaSO<sub>4</sub> от долей процента до 8—10% и нерастворимого остатка от 1—1,5 до 25% и более. Примесей каких-либо легко растворимых солей, в том числе калийных, химическими анализами не обнаружено.

Весьма существенно, что область накопления галитов Двинско-Сухонского бассейна, как это можно видеть на карте (фиг. 188), совпадает с наибольшей мощностью галогенной формации; иначе говоря, соль накапливалась на участках, отличавшихся наибольшей подвижностью. Вместе с тем галиты Двинско-Сухонского бассейна явно располагаются в центральной части солеродного внутриконтинентального моря (Иванов и Левицкий, 1960).

Второй участок накопления галитов приурочен к западной окраине формации и породившего ее бассейна. В отличие от только что описанной галититовой площади, галититы окраинные не образуют сплошного единого поля, но залегают отдельными небольшими пятнами и связаны здесь генетически с периферической лагунной зоной, которая сдвигалась то к востоку, то к западу, следуя за эпизодическими перемещениями береговой линии. «В северной части Залесского района Горьковской области и прилегающей части Макарьевского района Костромской области, — пишет А. А. Иванов (1960), — в последние годы С. К. Нечитайло установлена соленосная толща мощностью 10—50 м. В районе дер. Рябова в этой толще обнаружены 5 пластов каменной соли мощностью 1,8—7,6 м. Вероятно, с этой соленосной толщей связаны многочисленные соляные источники, известные в Ярославской, Ивановской, Горьковской областях, Марийской и Чувашской АССР» (стр. 212). Каменная соль установлена также в районе Казани, а в Заволжье — в бассейне р. Ика в соседстве с Туймазой; залежи NaCl обладают мощностью 6—7 м.

Что касается третьего поля галититов, то оно наиболее обширное и занимает площадь Прикаспийской впадины. Главная часть развитых здесь солей несомненно имеет кунгурский возраст, но мне кажется весьма убедительной идея М. П. Фивега о том, что низы этой огромной галититовой толщи начали отлагаться еще в конце артинского века, т. е. принадлежат описываемой доломитно-сульфатно-галититовой формации, что и изображено на нашей карточке-схеме.



Фиг. 188. Мощности (в м) нижнепермских галогенных формаций (по А. А. Иванову). Заштрихована область нулевых мощностей.

Таковы в общих чертах состав и строение доломитно-сульфатно-галититовой формации нижней перми и палеогеография породившего ее бассейна.

Сопоставляя ее с составом, строением и палеогеографией нижележащей известково-доломитовой формации, нетрудно установить как черты сходства, так и признаки различия. Сходство состоит в весьма близких размерах породивших формации бассейнов, в практически одинаковой их пространственной локализации, в одинаковой по смыслу меридиональной зональности отложений, указывающей на возрастание солености с востока на запад; различие — в существенно ином составе осадков. Известково-доломитовая формация демонстрирует начальный, так сказать, догалогенный этап аридного осадкообразования. Доломитно-сульфатно-галититовая формация есть настоящая галогенная формация, при образовании



которой, однако, галогенез еще не дошел до своего логического конца. Отсюда явствует, что при сохранении общих черт палеогеографии стерлитамакско-артинский водоем отличался от швагериново-тастубского значительно более высокой соленостью воды, обычно свыше 15%, но временами доходившей до 24—27% в местах садки галититов. Интересно, что соленость эта, по крайней мере в конце эпохи возникновения формации, максимальной была в глухом южном конце бассейна и отсюда в общем уменьшалась по направлению к северу, к соединительному проливу; при этом в западной половине солеродного моря она всегда была выше, чем в восточной. Такой характер размещения соленостей внутри бассейна делает несомненным, что общий характер циркуляции воды в эпоху образования доломитно-сульфатно-галититовой формации был тот же, что и во времена возникновения известково-доломитовой. Очень интересно, что характер соединительного северного пролива на обеих стадиях развития бассейна был по существу одинаков. Это означает, что общее осолонение воды в стерлитамакско-артинское время возникло вовсе не в результате более затрудненного, чем ранее, водообмена между внутриконтинентальным морем и океаном, а явилось простым следствием постоянно активного солевого баланса моря, т. е. постоянного превышения солей, поступающих над слоями, обратного выносимыми через пролив донным противотечением.

Характерной особенностью галогенной седиментации стерлитамакско-артинского бассейна является связь состава галогенных фаз с тектоническим строением и подвижностью разных частей дна. В тектонических впадинах разного рода и размера не только увеличена толща галогенных осадков, но развиты накопления твердых фаз солей, отвечающих более соленым растворам. Так, среди поля доломитовых осадков в депрессиях накапливаются сульфаты кальция; среди поля сульфатных отложений в депрессиях накапливаются большие или меньшие массы галититов. Иначе говоря, галогенез тектонически более подвижных депрессивных площадей как бы опережает в своем развитии галогенную седиментацию более приподнятых и стабильных участков. Естественно выяснить, чем объясняется это своеобразное явление?

Г. Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg, 1955), а за ним М. П. Фивег (1960) объясняют его тем, что в тектоно-геоморфологические депрессии стекали с окружающих территорий более тяжелые солевые растворы, которые затем и осаждали более растворимые соли сравнительно с тем, что имело место на окружающих приподнятых территориях. Нужно сказать, однако, что такое объяснение непонятно. Очевидно имеется в виду, что в результате стока тяжелых растворов в депрессиях возникало расслоение воды на более легкую вверху и более тяжелую внизу; из этой более тяжелой нижней воды и осаждались более растворимые соли. Но как именно происходила садка солей из этих более тяжелых вод, если они даже насыщены по какому-либо компоненту? Ведь для этого нужно постоянное удаление растворителя — воды, что поддерживало бы перманентное пересыщение раствора данной солью. Но обеспечить это условие при наличии над слоем тяжелой воды слоя воды более легкой, т. е. менее минерализованной, очевидно невозможно; ибо испарение (т. е. удаление воды) неизбежно затрагивало только верхний легкий слой, не затрагивая нижнего, и на дне депрессии должны были накапливаться солевые фазы, отвечающие составу верхнего, а вовсе не нижнего слоя воды. Таким образом, механизм садки твердых солевых фаз из подтекающих тяжелых придонных растворов не разъясняется. М. П. Фивег привлекает фактор охлаждения тяжелых глубоких слоев рапы в качестве минералообразующего процесса. Но на сульфатной, да и галититовой стадии этот фактор еще не действует в качестве минералообразователя. Необходимы поэтому поиски иного, более приемлемого истолкования. Мне представляется, что механизм ускоренного галогенеза в депрессиях был следующий.

Стерлитамакско-артинский бассейн в целом был обычным платформенным мелководным морем; особенно мелководны были относительно приподнятые стабильные площади; более глубоководны — расположенные между ними активно прогибающиеся депрессии. Химически осажденные фазы, как правило, весьма тонкозернисты, в частности, кальцит и доломит начальных ступеней осолонения, а также гипс. Это обстоятельство неизбежно приводило к тому, что на приподнятых участках часть химически осажденного карбонатного материала взмучивалась движениями воды и переносилась в прилежащие депрессивные площадки. Мощность карбонатных осадков на них естественно росла за счет мощностей отложений приподнятых зон. На более высоких ступенях осолонения тот же процесс перераспределения приводил к избыточному накоплению гипсов и ангидритов в депрессиях за счет прилежащих поднятий. Но в данном случае присоединялось еще действие другого, дополнительного фактора: сезонных или более длительных периодических опреснений моря. И те и другие затрагивали относительно маломощные слои воды. На приподнятых площадях опреснение захватывало всю массу воды до дна, что вызывало частичное, а то и полное обратное растворение накопившегося  $\text{CaSO}_4$ . В депрессиях в силу их большей глубины опреснение до дна не доходило, гипс обратно не растворялся, и это способствовало возникновению в них гораздо более мощных гипсо-ангидритных пластов сравнительно с окружающими приподнятыми участками. То же самое повторялось и на еще более высоких ступенях осолонения, когда происходила садка галитов. Видоизменение механизма состояло в том, что простой смыв волнениями галитовых зерен с поднятий в депрессии практически был несуществен благодаря крупности выпавших кристаллов; неодинаковое же растворение галита при распреснениях на поднятиях и в депрессиях становилось в силу большой растворимости  $\text{NaCl}$  особенно эффективным. Таким образом, выпавший на поднятых площадях галит практически нацело уничтожался сейчас же после его садки, в депрессиях же он сохранялся. В результате — приуроченность галитовых отложений именно к депрессионным и притом особенно быстро прогибавшимся участкам, при отсутствии на приподнятых и более стабильных. Так, при условии даже одинаковой в среднем за год солености поверхностных вод, депрессионные участки опережали по своему галогенезу участки мелководные и стабильные.

#### 4. КУНГУРСКАЯ КАЛЙНО-ГАЛИТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Существенно новые черты проступают в составе, пространственной локализации и палеогеографии кунгурской галогенной формации. Основным фактором, определившим общий характер этой формации, были резко выраженные регрессивные движения земной коры, начавшиеся в конце артинского времени и продолжавшиеся в кунгуре. Под влиянием этих движений водный покров полностью ушел со всего пространства между Балтийским щитом и Тиманом, со всей площади Московской синеклизы, Токмовского и Татарского сводов; водные массы сохранились лишь в Предуральском прогибе, Прикаспийской впадине и относительно узкой полосе восточной части платформы. Получился длинный, но узкий, меридионально вытянутый, довольно своеобразных очертаний бутылкообразный бассейн, слепо кончавшийся на юге и соединявшийся с нормально-солевым морем проливом только через Печорскую депрессию на пространстве между Тиманом и Уралом. Но и в этой части соединение с океаном в ходе кунгурского времени становилось все более затруднительным. «История этого пролива, — пишет М. П. Фивег (1960<sub>1</sub>), — определяется следующими фактами: на западном и восточном склонах Тимана известны морские сакмарские и артинские отложения; на западном склоне отсутствуют кунгурские, на восточном же известны только маломощные филипповские

(нижнекунгурские.— Н. С.). На обширной площади платформенной впадины восточнее Тимана роль континентальных пород возрастает при движении на восток. Верхняя часть разреза воркутской свиты на всей площади представлена континентальными угленосными породами. Исходя из этих данных, можно представить себе, что широкий вначале перми северный пролив постепенно суживался и перестал существовать во второй половине кунгурского времени.

«Отмеченные особенности пролива обеспечивали преимущественно одностороннее поступление воды, в той или иной мере компенсирующее расход на испарение в эпиконтинентальном бассейне. Обратный отток расолов, ввиду мелководности пролива, был, по-видимому, невелик.

«В связи с постепенным сокращением ширины пролива уменьшался и приток океанической воды, практически прекратившийся во второй половине кунгура. С этого времени бассейн восточной части Русской платформы становится изолированным от моря континентальным бассейном обширной платформенной впадины».

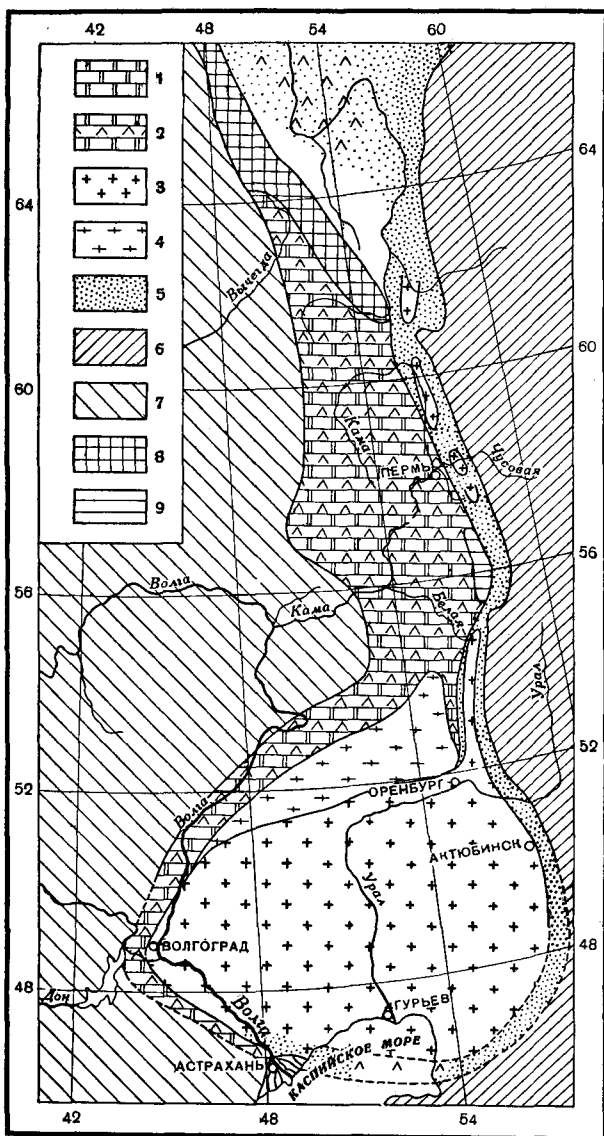
Охарактеризованные изменения в палеогеографии кунгурского бассейна (фиг. 189) отчетливо отразились на составе возникшей в нем галогенной формации. *Ее особенностью сравнительно со стерлитамакско-артинской является резкое увеличение роли галититов, которые теперь по площади да и по мощностям становятся преобладающим типом пород в формации; вместе с тем галогенез, особенно во вторую половину кунгура, приобретает большую полноту, порождая не только горизонты калийных солей, но и отложения эвтонической стадии.*

Рассмотрим несколько ближе состав и размещение кунгурских пород.

На крайнем востоке, в Предуральском прогибе продолжают накапливаться терригенные отложения — песчаники, алевроиты, глины, обычно сероцветные, полимиктовые, с карбонатным и гипсовым цементом. Им подчинены прослой и линзы доломитов и ангидритов (гипсов) в метры и первые десятки метров мощностью. Иногда (Бельская впадина) гипсы слагают горизонты значительной мощности, до 120—190 м. В Актюбинском Приуралье среди терригенных пород встречаются линзы и пласты каменной соли иногда заметной мощности. Эта же фациальная зона, но без галититов, протягивается по южному краю Прикаспийской впадины, следуя продолжению Предуральского прогиба на юго-запад. На крайнем севере, выше 64° сев. широты, толща терригенно-галогенных пород сменяется в Воркутском бассейне свитой угленосных отложений, что отвечает переходу из аридной зоны в гумидную

Параллельно полосе терригенно-сульфатной седиментации протягивается огромная, но разорванная на отдельные участки, зона галититовой седиментации.

Наиболее крупная площадь ее приходится на Прикаспийскую синеклизу. Полный разрез галогенной формации здесь известен лишь в единственном пункте — у с. Красноярки, в 40 км к юго-востоку от г. Оренбурга. Отложения, подстилающие соль, сложены серыми чистыми доломитизированными известняками, содержащими артинскую фауну фораминифер, в том числе штафелл. В кунгурской галогенной формации, согласно залегающей на артинской, различают четыре горизонта. Нижний, мощностью около 187 м, слагается ангидритом, которому наверху подчинен небольшой пласт соли; средний, мощностью от 755 до 1500 м, — каменной солью. Над галититовым горизонтом располагается промежуточный сульфатно-соленосный горизонт, мощностью 185—350 м, сложенный в основном чередующимися слоями каменной соли и ангидрита. К средней части этого горизонта приурочены слои галита, более или менее обогащенного полигалитом; его содержание достигает в отдельных случаях 50—85%, но чаще 25—30% и менее; присутствует он в виде включений. Кроме полига-



Фиг. 189. Палеогеография верхнекунгурского (прерийского) времени (по М. П. Фивсгу).

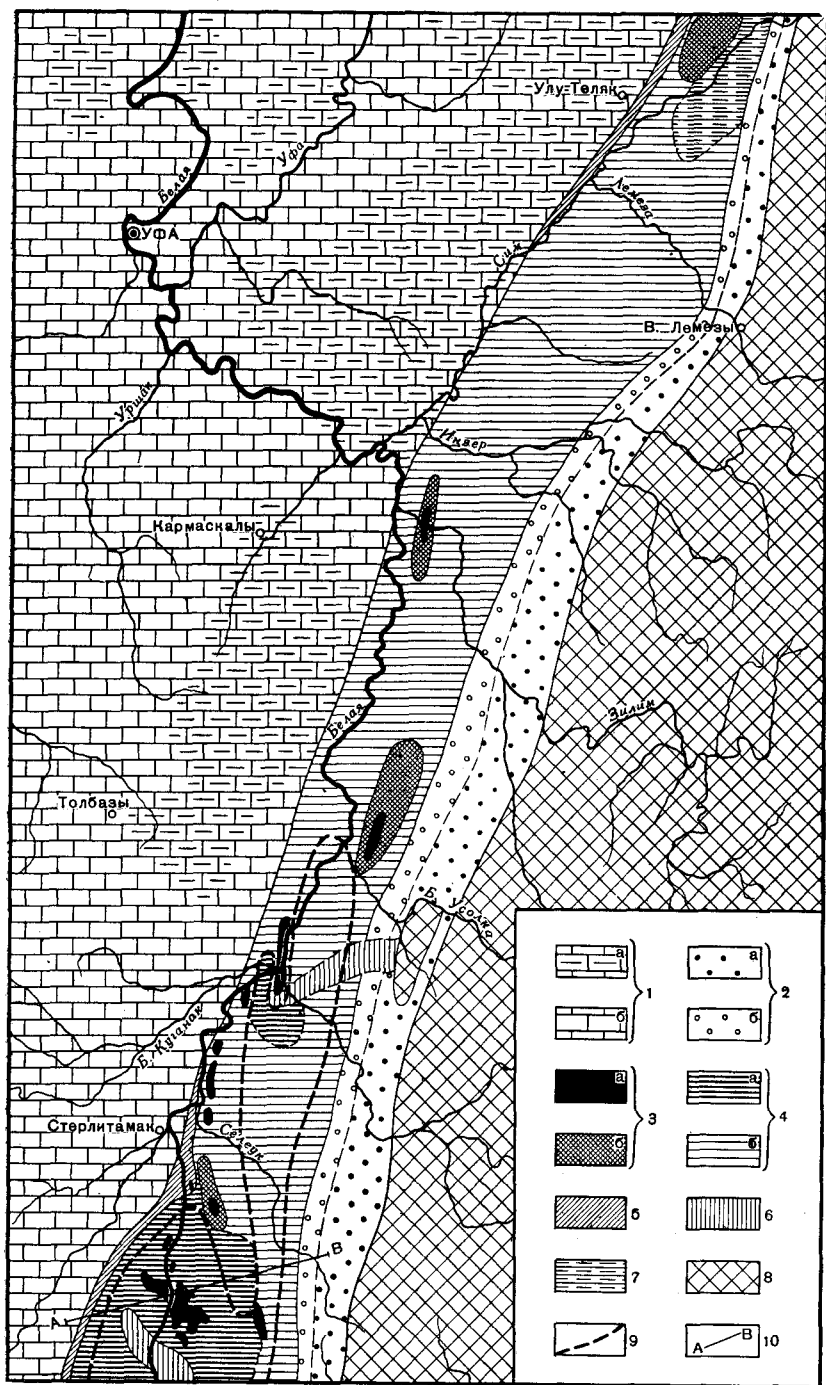
1 — доломиты; 2 — чередование пластов ангидрита и доломита; 3 — каменная соль в Предуральском прогибе и Прикаспийской впадине; 4 — каменная соль юго-восточного склона платформы; 5 — терригенные породы; 6 — западный берег Ангариды; 7 — западная пустынная равнина; 8 — острова Тимана; 9 — суша восточной части Башкирского свода.

лита, в отдельных образцах обнаружен в незначительных количествах сильвин (от долей процента до 4—6%), в одном случае констатирован каинит (до 8%), а также глауберит (Иванов, 1960). Верхний горизонт галогенной формации сложен в основном ангидритом и гипсом (50—210 м).

Галогенные отложения, выстилающие Прикаспийскую синеклизу, известны только в верхней своей части, отвечающей верхам красного разреза. Петрографически резко преобладают галититы при совсем подчиненном значении ангидритовых пород и почти полном отсутствии доломитов. «Каменная соль,— пишет А. А. Иванов, — в большинстве разбуренных структур довольно однообразна и однородна. Она имеет кристаллически-зернистую структуру и в большинстве случаев обладает ясно выраженной слоистой (полосчатой) текстурой, обусловленной ритмическим чередованием... годовых... светлых (5—6 см) и темных прослоев (1—1,5 см и более) соли, загрязненной примесью ангидрита и глинистого материала. Соль чаще имеет светло-серую и белую окраску, в некоторых структурах (например, Азинской) большие массы соли окрашены в розовый цвет, а на отдельных участках — в желтый, красный, а также в темно-серый и белый. Нередко встречаются гнезда каменной соли, сложенной крупными бесцветными и прозрачными кристаллами галита. Содержание NaCl в соли более 90%. Содержание основной примеси — ангидрита (CaSO<sub>4</sub>) от долей процента до 3—4% и более в разностях соли, переходных к засоленному ангидриту. Нерастворимый остаток (карбонатно-глинистый материал) колеблется обычно от следов до 2—3% и более в разностях глинистой соли. Другие соединения (CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, MgSO<sub>4</sub> и др.) либо отсутствуют, либо составляют в сумме менее 1%» (Иванов, 1960, стр. 176).

Как известно, в Прикаспийской синеклизе кунгурские галогенные отложения сильно дислоцированы процессами соляной тектоники. Первичное пластовое залегание солей заменено сейчас залеганием их в виде вертикальных тел, то поднимающих покрывающие слои в соляных куполах, то даже их прорывающих. На пространствах огромной Волго-Урало-Эмбинской солянокупольной площади общее количество соляных куполов исчисляется несколькими сотнями, из которых разбурены пока лишь десятки. По геофизическим данным вертикальные мощности соли в ядрах куполов колеблются в юго-восточной части Прикаспийской синеклизы от 2200 до 8900 м, возрастая в направлении с юго-востока на северо-запад. Максимальная цифра мощностей соли относится к району оз. Индер. Все это дает достаточное представление о колоссальных количествах галитита, накопленных в кунгурское время в Прикаспийской синеклизе.

Наряду с галититом в верхней части галогенной формации Прикаспийской впадины встречаются накопления калийных солей. Они установлены в Красноярской, Гребеньской, Нежинской, Джуактюбинской, Жилианской, Больше-Сулакской, Илецкой, Озинской, Челкарской, Индерской, Ащедулакской, Анджарской, Сагизской, Новобогатинской, Акаткульской и других структурах. Территориально большинство находок тяготеет к северной, восточной и юго-восточной частям синеклизы. Однако вполне правдоподобна мысль А. А. Иванова о том, что калийные соли распространены, вероятно, и в западной части синеклизы (оз. Баскунчак, оз. Эльтон) и, следовательно, характерны для всей ее площади. Поскольку соль в разбуренных ядрах соляных структур весьма интенсивно дислоцирована, установить нормальные стратиграфические разрезы калийных горизонтов, а тем более коррелировать эти разрезы, пока не удается. Можно лишь сказать, что калийные горизонты приурочены к верхам формации. В то же время отчетливо устанавливаются сложность и минералогическое разнообразие калийных минералов и пород. В разных структурах присутствуют сильвиниты, порою в значительном развитии, карналлиты (гораздо более редко), полигалитовые, каинитовые и кизеритовые



Фиг. 190. Основные типы строения кунгурских отложений Башкирского Приуралья.

1 — центральный (западный) тип: а — фактические выходы, б — предполагаемое распространение; 2 — восточный тип: а — фактические выходы, б — предполагаемое распространение; 3 — надмассивный тип: а — фактические выходы, б — предполагаемое распространение; 4 — соленосный тип: а — фактические выходы, б — предполагаемое распространение; 5 — переходный аллагуатовский тип; 6 — аллакаевский тип; 7 — казякская фация соленосного типа; 8 — докунгурский фундамент; 9 — границы мощных солей; 10 — местонахождение профиля.

породы. Часто кизерит фигурирует как второстепенный минерал в калийных породах. В районе Азгира (Чапчачи) в верхней части разреза соляной толщи обнаружена тенардитовая порода.

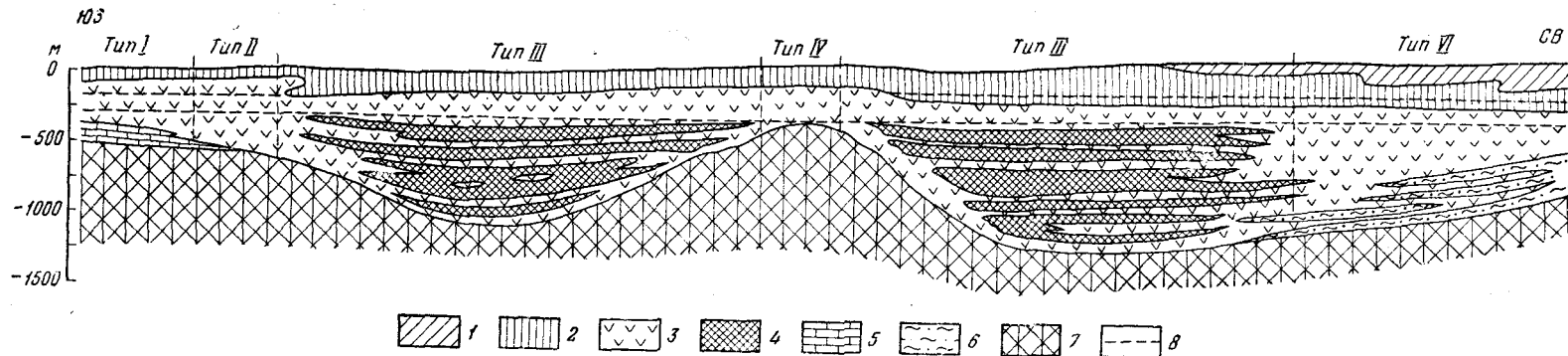
Таким образом, *калийные горизонты Прикаспийской синеклизы изобилуют сульфатными минералами.* Интересна пространственная локализация полигалитовой породы. В соляных структурах северо-восточной и восточной части Прикаспийской впадины известны мощные пласты и линзы полигалитовой породы с содержанием полигалита до 60—80% и выше. В центральной части впадины (Индер) полигалит встречается лишь в виде прожилков, причем имеет вторичный генезис. В вертикальном разрезе некоторых структур намечается смена одних типов калийных пород другими; так, в Жилианской структуре в низах разреза располагаются мощные пласты полигалитовых пород, выше, отделяясь толщей галитита, — сильвиниты; в других случаях последовательность пород может быть иной, даже обратной.

К северу от Прикаспийской впадины ее соленосные отложения образуют как бы два языка: Стерлибашевский и Ишимбаевский (Вельский). Первый обладает большой шириной и располагается в краевой наиболее прогнутой южной части Заволжья. Галогенные отложения имеют здесь мощность до 700—750 м и обладают сложным разрезом. В основании, залегая с перерывом (?) на артинских отложениях, располагается доломитовый горизонт (46—60 м) с тонкими прослоями ангидритов. Вверх он сменяется мощной (280—290 м) толщей ангидритов, содержащих тонкие слои доломитов и глины. Выше следует ангидрито-соляная толща (300—400 м) из мощных пластов каменной соли, чередующихся с менее мощными пластами ангидрита. Заканчивается разрез глинисто-ангидритовой толщей (32—59 м). Таким образом, из общей мощности формации на долю каменной соли здесь приходится всего 25—35%, остальное падает на ангидрит. В этом коренное отличие «Стерлибашевского языка» от галогенных отложений Прикаспийской синеклизы.

Каменная соль в этом языке содержит значительную примесь глинистого материала и ангидрита. Содержание NaCl колеблется от 50 до 98%, составляя в среднем 77—91%; CaSO<sub>4</sub> изменяется от 2,4 до 7,5%, а глинистый материал от 1,5 до 14,5%. С верхними частями галититовой свиты связаны накопления калийных солей, представленных главным образом сильвинитом и в редких случаях, возможно, карналлитом; содержание калия обычно очень небольшое.

Поскольку в разрезе «Стерлибашевского языка» галититы приурочены к довольно высокому горизонту, они *отвечают стратиграфически верхней части соленосного разреза Прикаспийской синеклизы.* Иначе говоря, к концу кунгура площадь галититовой фации на юге бассейна явно увеличилась, что хорошо увязывается с возрастом изолированности водоема и его прогрессирующим осолонением.

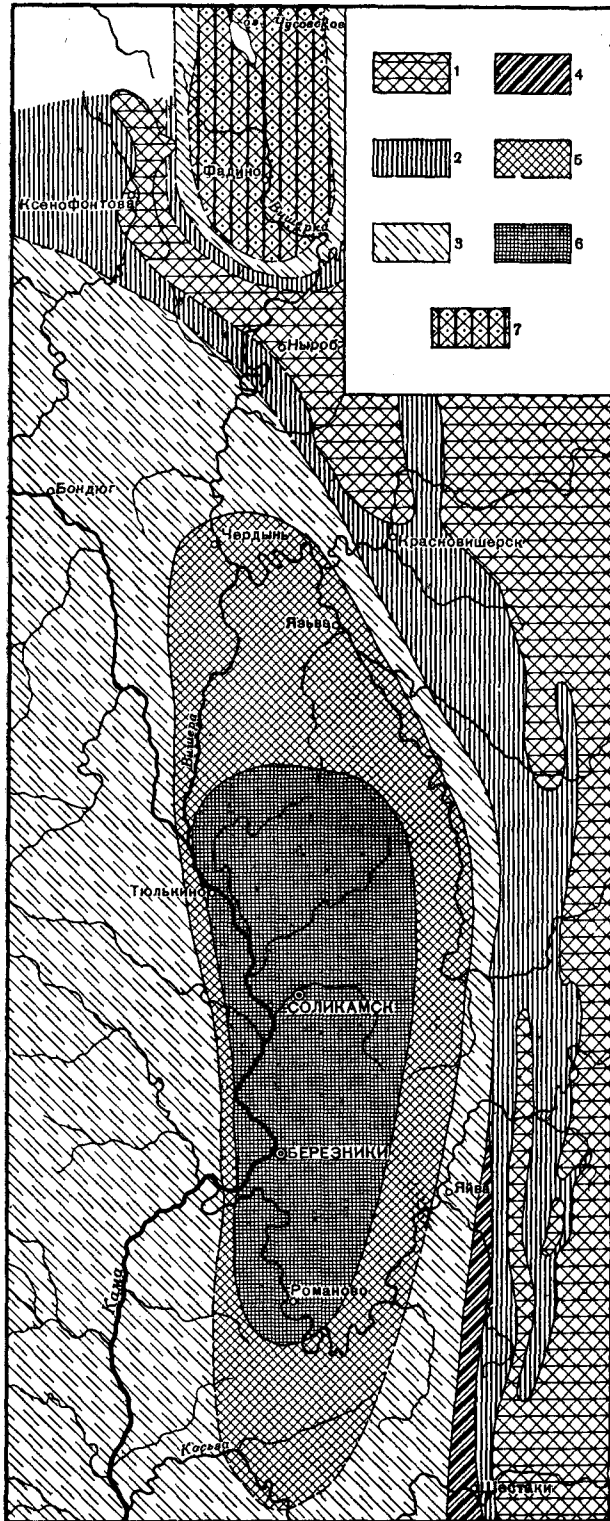
Второй язык галогенных отложений, ответвляющийся от галититового массива Прикаспийской синеклизы, выполняет Бельскую впадину (фиг. 190 и 191). Разрез состоит здесь из трех горизонтов — соленосного, гипсово-ангидритного и переходного (Страхов, 1947). Соленосный горизонт в погруженных частях прогиба состоит главным образом из каменной соли и чередующихся с ней ангидритов; местами встречаются соленосные серые глины. Мощность колеблется от 500—600 до 1000—1200 м. Наиболее развитые залежи каменной соли достигают мощности 500—600 м, разделяющих же ангидритов — до 140 м. Коэффициент соленосности в центральных частях прогиба колеблется от 48 до 98%, составляя в среднем 68%; на западной окраине он снижается до 25—35%. Характерно наличие в соли вкрапленности полигалита. Этот минерал проявляется в виде зерен и небольших скоплений, рассеянных в толще соли и встречающихся на различных уровнях ее разреза. Обособленные скопления, прослой и линзы



Фиг. 191. Стратиграфическая схема кунгурской галогенной толщи Башкирского Приуралья.

1 — красноцветы уфимской свиты; 2 — переходная толща; 3 — гипсы и ангидриты; 4 — каменная соль; 5 — карбонаты (известняки и доломиты); 6 — обломочные породы (пески и глины); 7 — артинские и сакмарские отложения; 8 — истинная стратиграфическая граница комплексов переходной гипсо-ангидритовой и соленосной толщ. Типы галогенных отложений: I — покровско-рязанский; II — аллагуватовский; III — соленосный; IV — надмассивный; VI — восточный.





Фиг. 192. Распространение соликамской калиеносной толщи (по А. А. Иванову).

1 — девонские каменноугольные и нижнеартинские (карбонатные) отложения; 2 — верхнеартинские (терригенно-обломочные) отложения; 3 — глинисто-ангидритовая толща; 4 — фациальные

полигалит образует в относительно редких случаях, например — на Ярбишкадакском участке. Полигалит окрашен в розовый, буровато-красный, оранжевый, розово-серый цвета. Химические исследования образцов соли с полигалитом показали, что его количества колеблются от нескольких процентов до 38—48%. Других калийных минералов в соли не обнаружено.

Накрывающий соленосную толщу гипсово-ангидритный горизонт отличается большим однообразием своего состава и складывается либо исключительно ангидритовой породой, либо ангидритами и гипсами; последние залегают в верхних частях горизонта, представляя эпигенетические образования. Мощность колеблется от 80 до 548 м в зависимости от тектонического местоположения разреза.

Переходная толща представляет собою красноцветную глинистую свиту, нижние горизонты которой обильно сульфатизированы.

Поскольку галититы в разрезе Вельской впадины залегают в самом низу разреза их отложение началось, очевидно, раньше, чем в «Стерлибашевском языке», и, возможно, одновременно с началом галитовой седиментации в Прикаспийской синеклизе или лишь несколько позже него.

Отделяясь значительным промежутком, в северной части Предуральского прогиба располагается еще несколько небольших пятен соляных отложений. Наибольшее из них занимает Чердынско-Соликамскую депрессию, продолжаясь южнее в Сылвенско-Чусовскую впадину; меньшее — Печорский бассейн (Иванов и Левицкий, 1960).

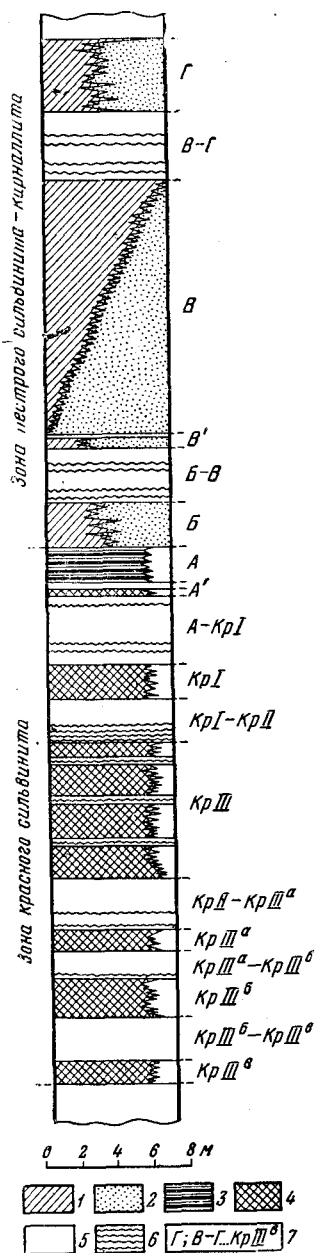
Наиболее изучены отложения Чердынско-Соликамской депрессии Предуральского прогиба (фиг. 192 и 193). Кунгурская галогенная формация начинается здесь глинисто-ангидритной толщей (300—380 м), сложенной преимущественно глинисто-карбонатными породами, которым подчинены прослой ангидритов; местами соотношения пород бывают и обратными; в самом верху этой толщи появляются тонкие прослой галититов. Вверх по разрезу глинисто-ангидритная толща сменяется толщей так называемой подстилающей каменной солью (260—460 м), а выше — толщей калийных солей (100—110 м).

Каменная соль, по данным М. П. Фивег (1948), во всем разрезе однородна и представляет породу светло-серого цвета; лишь в самых верхних слоях, вблизи контакта с сильвинитом, она приобретает местами светло-желтую и розоватую окраску. Вся масса соли имеет полосчатое (слоистое) строение, обусловленное чередованием годовичных слоев, одни из которых сложены зернистыми или крупнокристаллическим (шпатовым) галитом (6—10 см), другие — тонкими прослоями ангидрито-глинисто-карбонатной породы (1—2 мм). Весьма характерна для соли широко распространенная перистая структура, обусловленная процессами роста кристаллов галита и доказывающая первично-седиментационное его происхождение (Дубинина, 1951<sub>1</sub>).

Толща калийных солей распадается на два горизонта — сильвинитовый внизу и карналлитовый наверху.

Сильвинитовый горизонт сложен серией (обычно 5—7) пластов красного сильвинита, чередующихся с пластами серой или бесцветной каменной соли. Состав каждого сильвинитового пласта сложный: в нем участвуют зерна сильвина и галита, причем нередко обособляются в самостоятельные прослойки типа годовых; в этих случаях в основании располагается тонкий глинисто-ангидритовый прослой, выше — галитовый, наверху — сильвинитовый; наиболее ярко развито это строение в верхнем сильвинитовом пласте. Большой интерес представляют явления

аналоги глинисто-ангидритовой толщи (краевая мергельная и глинисто-песчаниковая фация с гипсом и ангидритом); 5 — подстилающая каменная соль; 6 — толща калийных солей; 7 — соленосная толща бассейна р. Вишерки.



Фиг. 193. Строение калиеносного горизонта Верхнекамского месторождения (по А. А. Иванову).

1 — карналлитовая порода; 2 — пестрый сильвинит; 3 — полосчатый сильвинит; 4 — красный сильвинит; 5 — каменная соль; 6 — каменная соль с прослоями глины; 7 — индексы пластов.

фациального перехода по простиранию сильвинита в каменную соль, наблюдающиеся во всем разрезе сильвинитовой зоны. Они выражаются в том, что тот или иной слой сильвинита или пласт его в целом почти без изменения мощности и при сохранении текстурных признаков сменяется каменной солью, содержащей несколько повышенные количества ангидрита и карбонатно-глинистого материала. Генетически эти явления, по А. А. Иванову и Ю. Ф. Левицкому (1960), по всей вероятности, связаны с первично-седиментационными условиями кристаллизации солей в бассейне; вероятно, они имеют более или менее региональный характер, но точно ареалы их развития не установлены. Мощность зоны красного сильвинита в среднем около 25 м; мощности отдельных пластов сильвинита колеблются от 0,5 до 10 м, а разделяющих их пластов каменной соли — от 1 до 3—4, 5 м.

Карналлитовая зона состоит из чередующихся пластов карналлитовой породы и галита. Зона резко нарушена тектонически, часто брекчирована, что затрудняет выяснение ее стратиграфического разреза. Основными компонентами карналлитовой породы являются карналлит и галит. Карналлит образует кристаллические зерна размером до нескольких сантиметров, окрашенные в красные, оранжевые и бурые цвета; галитовые зерна бесцветны, либо имеют грязно-серую окраску. Галит образует в массе карналлитовой породы слои и прослои, а также более или менее крупные глыбы, блоки, куски и обломки. Сезонная слоистость обычно затупевана и выступает лишь редко.

Общая мощность карналлитовой зоны 75—85 м. В нижних частях зоны карналлит по простиранию замещается обычно так называемым пестрым сильвинитом; при этом все черты карналлитовой породы обычно сохраняются, в частности, сезонная слоистость. По Иванову, Дубининой, Вахрамеевой и др., этот переход является первично-седиментационным фациальным замещением одного типа донных осадков другим. В самых верхах карналлитовой зоны располагаются так называемые верхние сильвиниты, сохраняющиеся в большинстве случаев на самых высоких отметках стратоизогице при ничтожной мощности в этих случаях покровной каменной соли. В отличие от пестрых сильвинитов «верхний сильвинит в основном эпигенетического происхождения и образовался гидрометаморфическим путем в результате воздействия на карналлитовую породу проникающих извне ненасыщенных хлористым магнием растворов» (Иванов, 1960, стр. 137).

Заканчивается разрез галогенной формации покровной каменной солью и переходной толщей; в последней галититы встречаются лишь прослоями, основная же масса сложена ангидритами и карбонатными породами, обогащенными глинистым материалом.

Как видно на фиг. 192, из горизонтов галогенной формации наиболее распространена базальная глинисто-ангидритная толща; она далеко выходит за рамки Верхнекамского бассейна, захватывая прилегающие к западу пространства Русской платформе, а с севера и юга — территории Предуралья прогиба. Подстилающая каменная соль развита на значительно меньшей площади, достигающей 6—6,5 тыс. км<sup>2</sup> и только в пределах прогиба. Залежи же калийных солей занимают еще меньшую территорию — всего 2,8—3,0 тыс. км<sup>2</sup> (Иванов и Левицкий, 1960). При этом галогенная формация в целом по периферии испытывает заметные изменения. Так, по северо-восточной и восточной окраинам мощность формации убывает и происходит замещение галогенных отложений преимущественно глинисто-мергелистыми и глинисто-песчаными породами, среди которых лишь местами встречаются залежи гипса и ангидрита. По северной и западной границам формации подстилающие галититы уменьшаются в мощности до полного выклинивания. Горизонты калийных солей по периферии в одних случаях значительно беднеют калием при сохранении нормальных (средних) мощностей отдельных зон, в других — значительно уменьшаются мощности с сохранением высоких количеств калия, в третьих — избирательно полностью выпадает из разреза либо карналлитовая, либо сильвинитовая зона.

К югу от Чердынско-Соликамского бассейна соленосные отложения продолжают в Сылвенско-Чусовской депрессии, но становятся здесь менее мощными и теряют калиевые накопления. К северу от Верхнекамского бассейна недавно был открыт новый Верхнепечорский соленосный бассейн, строение галогенных отложений в котором сходно с их строением в Чердынско-Соликамской депрессии.

Учитывая, что собственно соленосные фации во всех северных бассейнах появляются в разрезе довольно поздно, можно, вслед за М. П. Фивегом (1959), считать, что хронологически они представляют собою более молодые образования сравнительно с галититовой толщей Прикаспийской синеклизы.

В целом же история накопления соляных отложений в кунгуре выглядит так. Раньше всего началось их формирование в Прикаспийской синеклизе; здесь они отлагались еще в конце артинского века и кунгур просто унаследовал и продолжил этот процесс. Несколько позже эти отложения возникли в Бельской впадине и заметно позже — в Стерлибашевском языке. Примерно с этим же временем или несколько более поздним совпадает возникновение соляных отложений в северных частях Предуралья прогиба. Иначе говоря, осуществлялось как бы постепенное разрастание площади соляных отложений в направлении с юга бассейна на север.

Западнее соляной зоны, на меньшей по размерам площади кунгурского бассейна, галогенные отложения имели существенно иной вид. Здесь накопились ангидриты и чередующиеся с ними слои доломитов, то немых, то содержащих многочисленную количественно, но бедную качественно фауну; общая мощность отложений 100—150 м.

Беря кунгурскую галогенную формацию в целом, нельзя не отметить несколько ее характерных особенностей. Прежде всего *необычайно широкое развитие галититовой фации, ставшей по площади, а вероятно и по общей массе вещества, в ней сконцентрированного, на первое место среди других осадков.* Одновременно в размещении типов осадков *весьма ярко проступает асимметрия как при прослеживании фациальных зон по широте, с востока на запад, так и по долготе, с юга на север.* Это сложно-асим-

метричное расположение отложений дополняется ярко выраженной связью накопленных разных фациальных типов галогенных осадков с тектонической структурой ложа. Доломитово-ангидритные (западные) фации возникали на относительно стабильном, мало тектонически прогибавшемся ложе и потому отличаются малыми мощностями. Галититовые накопления приурочены к более тектонически подвижным структурам — Прикаспийской синеклизе, Бельской впадине, Чердынско-Соликамской впадине Предуральяского прогиба и др., и потому гораздо мощнее. Калиевые же породы возникали на максимально подвижных и наиболее прогибавшихся участках внутри площадей развития галититовых накоплений. Следует вместе с тем подчеркнуть, что порою на отдельных участках, особенно в Прикаспийской синеклизе, галогенный процесс достигал исключительной полноты, давая эвтонические осадки, например бишофит.

##### 5. ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ НИЖНЕПЕРМСКОГО ГАЛОГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ И В ПРЕДУРАЛЬСКОМ ПРОГИБЕ

Сопоставление друг с другом состава и строения известково-доломитовой, доломитово-ангидрито-галлититовой и калийно-галлититовой формаций раскрывает яркую картину направленной эволюции нижнепермского галогенеза в бассейнах Русской платформы и Предуральяского прогиба. Известково-доломитовая формация демонстрирует начальный этап аридного литогенеза, когда осуществлялась, частью химическим путем, частью биогенно, садка почти исключительно трудно растворимых карбонатных солей — кальцита и доломита; это еще догалогенное осадконакопление. Доломитово-ангидрито-галлититовая формация, пространственно расположенная так же, как предыдущая, характеризуется садкой уже и легко растворимых соединений — гипса и галита; это, следовательно, настоящая галогенная формация, хотя галогенез отличается ещё неполнотой: садка калийных солей едва началась (Донбасс), а эвтонических фаз нет. Характерно, что переход осадкообразования на галогенную стадию осуществлялся без уловимых изменений в очертаниях бассейна и в характере связи его с открытым морем (океаном). Осолонение явилось результатом длительно существовавшего положительного солевого баланса в области пролива, т. е. такого баланса, когда из года в год втекающей поверхностной водой вносилось из океана в солеродный бассейн больше солей, чем обратно выносилось из него придонным выносящим течением. Прогрессивное накопление этих солей в одном и том же по размерам, очертаниям и глубинам водоеме и перевело его осадкообразование из начальной стадии в галогенную.

Калийно-галлититовая формация по сравнению с предыдущей демонстрирует еще более высокую стадию галогенеза, что выражалось, с одной стороны, более обширным развитием галититов сравнительно с предыдущей формацией, с другой — большей полнотой галогенной седиментации, приводившей к массивному накоплению К-солей, а порою и эвтонических минералов (бишофит и др.). Переход на эту более высокую стадию галогенеза осуществлялся уже на фоне регрессии бассейна, что сопровождалось сужением пролива и по всем данным — его обмелением; последнее повело к резкому ослаблению или даже к прекращению выносящего придонного течения, что могло, понятно, только способствовать усиленному осолонению остаточного водоема. Так последовательно почти нормально-солесный морской бассейн швагеринового времени сменился солеродным внутриконтинентальным морем со все более концентрированной рапой — типом водоема, который вовсе не известен в современный геологический момент.

Несмотря на явно выраженную направленную эволюцию галогенного осадкообразования, в общей картине его намечаются некоторые черты,

которые как бы наследуются каждым последующим веком от предыдущего и потому сказываются в строении всех трех нижнепермских формаций. Одной из таких черт является *разносторонне проявляющаяся асимметрия в расположении разных типов осадков*. В известково-доломитовой формации она заключается в смене терригенных отложений по восточной окраине формации известковыми в ее срединных частях и доломитовыми — по западной окраине, что отражает повышение минерализации воды с востока на запад. Асимметрия осадкообразования вдоль бассейна намечается еще слабо. В доломито-ангидрито-галититовой формации отчетливо выражается не только асимметрия в широтном направлении (с востока на запад), но и вдоль бассейна, с юга на север; она особенно ярко сказалась, когда в Прикаспийской синеклизе началась садка галититов, севернее же накопились гипсы и доломиты, причем первые особенно усиленно в Заволжье. В калийно-галититовой кунгурской формации оба типа асимметрии, широтная и по долготе, достигли своего максимального выражения.

Важной чертой, постоянно проявлявшейся в строении нижнепермских галогенных формаций, является связь распределения разных типов галогенных осадков с тектоническим строением субстрата и, в частности, тяготение галититов и калийных накоплений к участкам, наиболее энергично прогибавшимся; калийные соли внутри последних приурочиваются к особо подвижным площадям. Как было показано выше, связь эта осуществляется через посредство гидродинамического режима и сезонных, а также более длительных, эпизодических, опреснений воды бассейна.

*Сочетание ярко выраженной направленной эволюции галогенеза с постоянно присутствующей сложной (по широте и долготе) асимметрией в расположении петрографических типов осадков, а также с постоянным действием разного тектонического режима отдельных частей бассейна и придает нижнепермской галогенной седиментации ту сложность, которая отмечается даже на схематических палеогеографических картах разных стадий жизни водоема.*

## **II. ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЕВРОПЫ**

### **1. ОБЩАЯ ОБСТАНОВКА ГАЛОГЕНЕЗА**

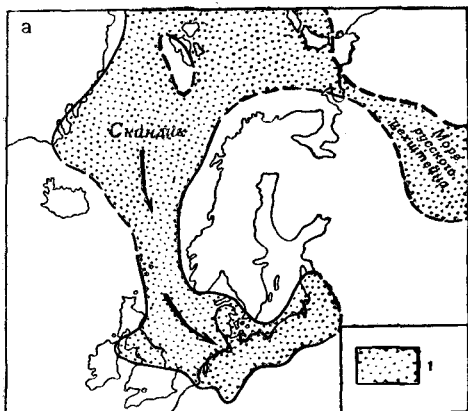
Гораздо сложнее протекало верхнепермское соленакопление Европы. Пространственно оно было приурочено к двум обособленным регионам. Один из них располагался в Западной Европе, на территории Средне-европейской (Северогерманской) синеклизы, второй — в восточной части Русской платформы, примерно там же, где протекало соленакопление нижней перми, лишь несколько сдвигаясь к западу по сравнению с ним. В обоих случаях солеродные моря возникли в результате крупной трансгрессии бореального бассейна и имели вид огромных мешковидных водоемов, питавшихся водой открытого моря односторонне, лишь на севере, и слепо заканчивавшихся далеко на юге (фиг. 194). По палеогеографическому типу своему это были настоящие внутриконтинентальные бассейны, полностью воспроизводившие главные особенности описанных выше нижнепермских солеродных водоемов Русской платформы.

Северогерманская депрессия, вмещавшая цехштейновый солеродный бассейн, возникла на базе частью герцинид, частью каледонид (Англия), в некоторой же мере также и краевой зоны Русской платформы. Вдоль северного и восточного края бассейна здесь располагался низменный платформенный аридный континент, который не поставлял в бассейн ни заметных масс воды, ни обломочного материала. С юга и юго-запада водоем обрамлялся только что возникшими горными цепями, в пределах

которых в какой-то мере была развита вертикальная гумидная (или семи-гумидная) зона и которые поэтому доставляли водоему гораздо большее количество и влаги, и обломочного материала.

Бассейн Русской платформы также отличался разным характером водосборов; на востоке это была высокая герцинская складчатая страна и отсюда, несомненно, шла заметная масса воды и кластических частиц. На западе это был тот же аридный платформенный плоский континент, что обрамлял цехштейновый бассейн; питание водой и кластическим материалом здесь было ослаблено.

Возникнув в начале верхней перми, оба внутриконтинентальных бассейна устойчиво существовали в течение всей верхнепермской эпохи, но



Фиг. 194. Общая палеогеография цехштейна (по Штилле, 1932). 1—000. Стрелками показано направление ингрессии.

при этом под влиянием тектонических движений частью изменяли свои очертания, частью резко меняли соленость, что собственно и отражалось на осадкообразовании. В силу этих обстоятельств каждый из водоемов породил не одну, а несколько формаций, отличающихся одна от другой частью вещественным составом, частью строением, т. е. размещением в пространстве одноименных отложений. В цехштейновом бассейне таких формаций возникло четыре, обозначаемых, по предложению Г. Рихтер-Бернбурга (1955), символами  $Z_1$  (формация Верры),  $Z_2$  (формация Стассфурт),  $Z_3$  (формация Ридель) и  $Z_4$  (формация верхнецехштейновая). В бассейне Русской платфор-

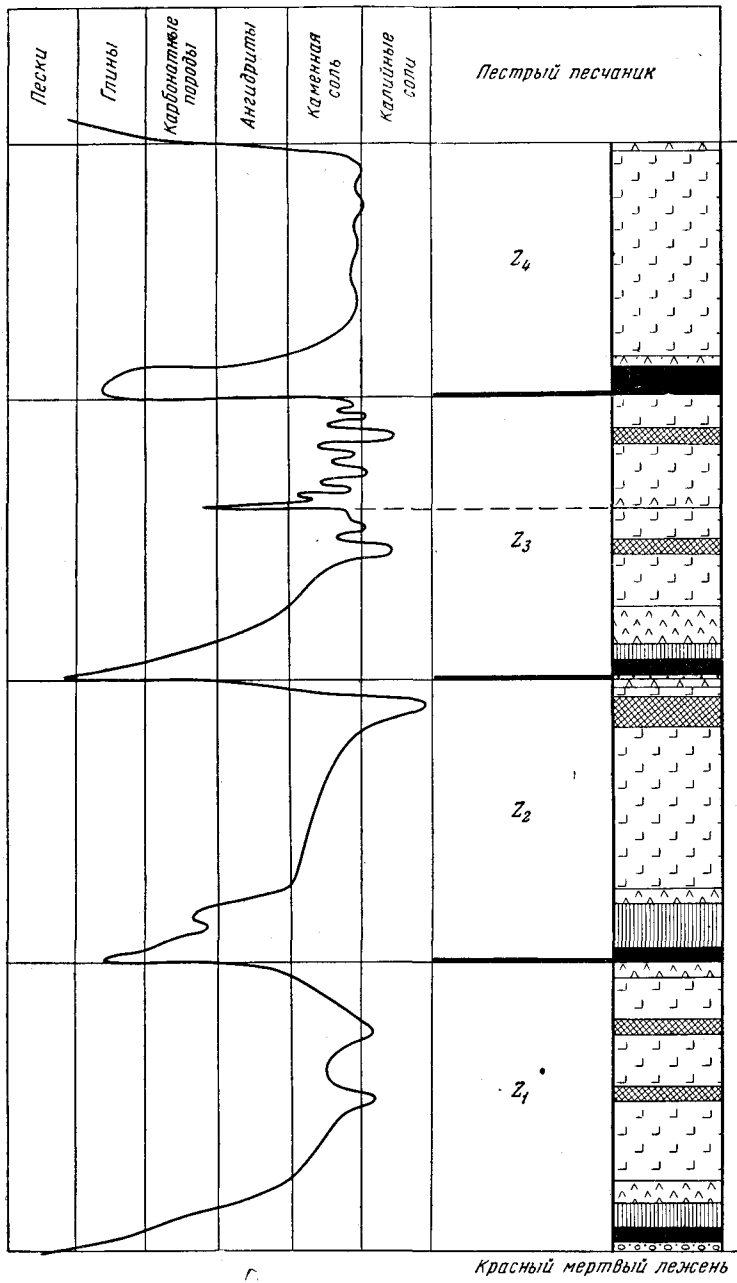
мы возникли две формации: нижнеказанская известково-доломитовая и верхнеказанская доломито-сульфатно-галитовая. Рассмотрим вкратце эти формации.

## 2. ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕХШТЕЙНА ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

На фиг. 195 показан общий разрез галогенных формаций цехштейна Зап. Европы (по Г. Рихтер-Бернбургу, 1955).

Нижняя формация (или формация Верры) начинается маломощным цехштейновым конгломератом, располагающимся на самых разных стратиграфических горизонтах подстилающих пород, начиная от красного мертвого лежня ( $P_1$ ) до силурийских. Вверх конгломерат сменяется медистыми сланцами, подробно рассмотренными выше (часть первая, гл. II этой книги), а затем так называемым цехштейновым известняком, породой, богатой органическими остатками (брахиоподы, мшанки, пелециподы и др.). Выше следуют горизонт ангидритов и мощная толща каменной соли, которой подчинены две пачки калийных накоплений. Завершается разрез горизонтом верхних ангидритов.

Специфической чертой формации Верры сравнительно с вышележащими является своеобразное размещение галогенных пород на площади водоема; оно показано схематически на фиг. 196. Вдоль северного и южного краев бассейна протягиваются зоны меняющейся ширины, в которых седиментация ограничивается накоплением лишь карбонатных и сульфатных пород, причем первые являются господствующими. Центральная область бассейна довольно прихотливых очертаний отличается преобладающим накоплением ангидритов, в основании которых залегает

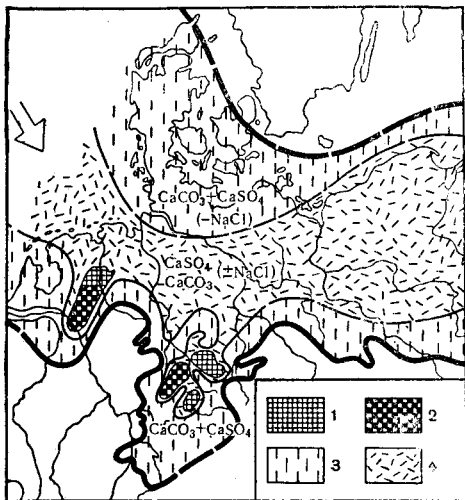


Фиг. 195. Разрез галогенных формаций цехштейна Германии (по Г. Рихтер-Бернбургу).

Формации: Z<sub>1</sub> — Верра; Z<sub>2</sub> — стассфуртская; Z<sub>3</sub> — ридельская; Z<sub>4</sub> — верхнецехштейновая.



небольшой пласт доломита; общая мощность сульфатных пород превосходит 150 м. Среди поля ангидритов в ряде мест встречены линзы каменной соли. Они известны в районе Зангерхаузена в Саксонии, Вшовы на Одере (Польша) и в некоторых других. Мощность каменной соли в районе Вшовы достигает 101 м. Интересно подчеркнуть, что карбонатные породы и ангидриты, развитые по периферии и в центре бассейна, неодинаковы по своим петрографическим признакам. Карбонатные породы по периферии представлены плотными светлыми органогенными разностями, иногда оолитовыми; по мере удаления от берега в составе их увеличивается содержание глинистого материала и органического вещества; порода становится битуминозным мергелем, к тому же тонкослоистым; органические ос-



Фиг. 196. Палеогеография времени возникновения формации Верра (по Г. Рихтер-Вернбургу).

1 — NaCl; 2 — K — Mg — соли; 3 — CaCO<sub>3</sub> + CaSO<sub>4</sub>(-NaCl); 4 — CaSO<sub>4</sub> + (±NaCl) — CaCO<sub>3</sub>.



Фиг. 197. Разрез соленосной толщи формации Верра в Нижнерейнской впадине (по М. П. Фивегу).

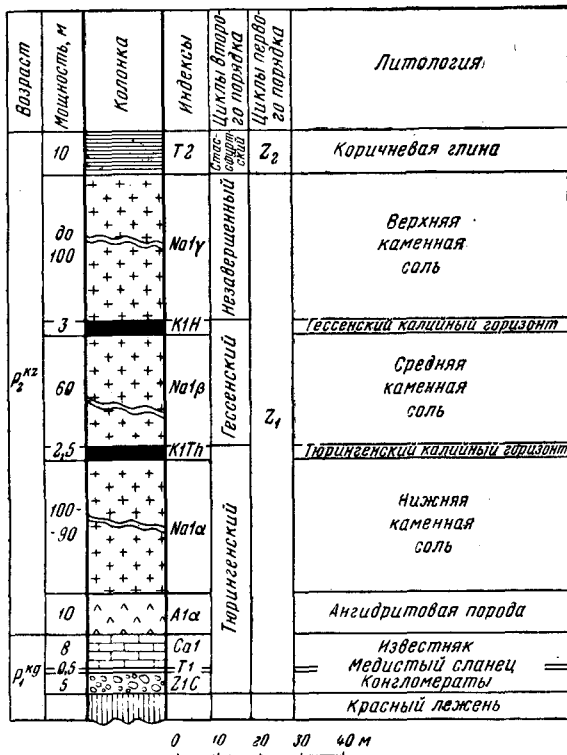
татки в ней исчезают. По-видимому, эти битуминозные мергельные отложения несколько более глубоководны сравнительно с периферическими органогенными разностями. Сходные изменения претерпевают ангидриты. Наиболее мощные ангидритовые горизонты оказываются в той же прибрежной полосе, где и карбонатные породы; они сложены здесь светлыми массивными, иногда жилковатыми разностями. На преобладающей же центральной части бассейна развиты тонкослоистые битуминозные разности, полосчатые, иногда с прослойками доломита. По-видимому, они тоже несколько более глубоководны сравнительно с периферическими.

Соленакпление с образованием калийных пород в эпоху образования формации Верры осуществлялось по периферии бассейна в его юго-западной части, в пределах впадин Нижнерейнской (южная область Эмса), Верры и Фульды.

В Нижнерейнской впадине (фиг. 197) соленосная толща прослеживается на площади 320 км<sup>2</sup>; мощность ее достигает 476 м. Разрез начинается белой неравномернозернистой каменной солью с вкрапленниками водяно-прозрачных кристаллов галита (NaCl — 98%). Выше залегает красновато-желтая соль, а над нею зона калийных пород, общей мощностью 64 м. Она состоит из подзоны так называемого хартзальца и карналлитовой. Первая сложена двумя пластами хартзальца (смесь: 20% сylvинит, 37% кизерит и 43% галита), мощностью каждый 1—2 м. Карналлитовая подзона представлена каменной солью с многочисленными

прослоями карналлитовой породы (90% карналлита, 4% кизерита, 1% ангидрита и 5% галита). Разрез завершается крупнозернистой каменной солью. Калийные породы развиты только в центральной части Нижнерейнской впадины.

Во впадине Верры разрез соленосной толщи иной (фиг. 198). Она имеет здесь мощностью 250—260 м и распадается на три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю каменную соль; между ними располагаются два горизонта калийных солей, нижний мощностью 2,5 м и верхний — 3 м.

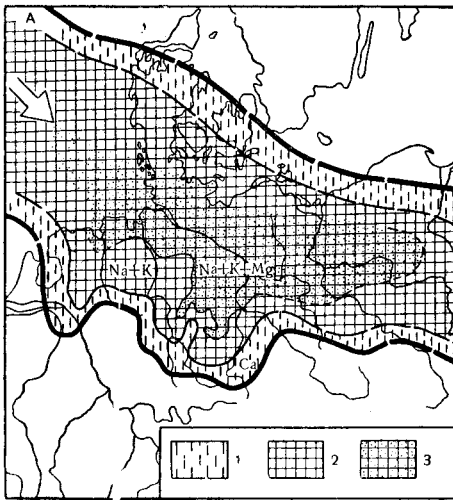


Фиг. 198. Разрез соленосной толщи формации Верра в районе Верры (по М. П. Фивегу).

Таким образом, Нижнерейнская впадина, а также впадины Верры и Фульда, были как бы своеобразными ловушками, накопившими на своей площади массы легко растворимых солей. Подчеркнем, что мощности формации Верры в этих впадинах максимальные сравнительно с теми, что характеризуют остальные части бассейна, породившего эту формацию. Таким образом, и в данном случае соленакопление осуществлялось лишь на участках водоема, обладавших максимально подвижным, в частности, максимально прогибавшимся дном.

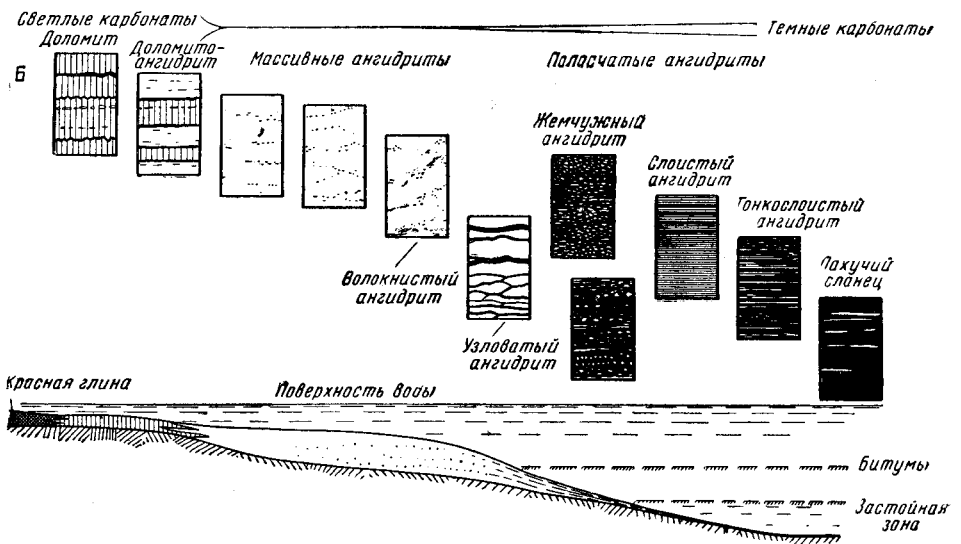
Общее строение стассфуртской формации напоминает разрез формации Верры. В основании ее небольшой горизонт красно-бурой соляной глины, выше которого — толща преимущественно карбонатных отложений, известная под названием *Главного доломита*. По периферии формации это довольно мощная свита массивных неслоистых пород, порой оолитовых. В центре формации мощность доломитового горизонта убывает, очевидно в силу частичного замещения ангидритами; одновременно доломит обогащается органическим веществом, приобретает тонкополосчатую текстуру и переходит в пахучий битуминозный доломит мощностью

до 4—6 м. Вверх по разрезу карбонатный горизонт сменяется толщей так называемого *базального ангидрита*. По периферии бассейна он имеет мощность до 100 м, причем слагается главным образом массивными разностями; к центру мощность убывает до 3—5 м, что вызывается замещением его галититом; вместе с тем массивные разности вытесняются тонкослоистыми, обогащенными органическим веществом. Характерно, что



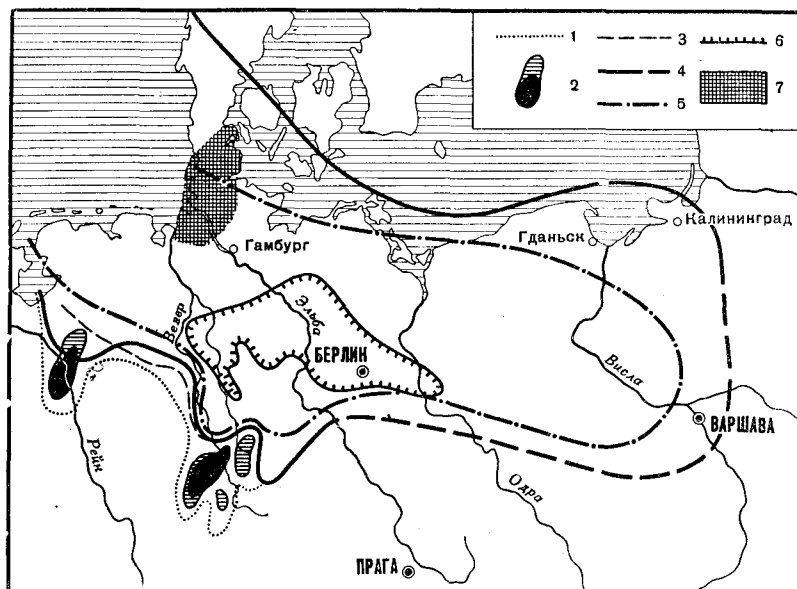
Фиг. 199. Условия возникновения стассфуртской формации (по Г. Рихтер-Бернбургу).

А. Палеогеография. 1 — Ca; 2 — Na + K; 3 — Na + K + Mg. Б. Фациальные типы ангидритов в их палеогеографической координации.



тонкослоистые битуминозные разности как главного доломита, так и базального ангидрита пространственно почти совпадают и захватывают большую площадь, чем аналогичные фации в нижележащей формации Верры. Если считать эти отложения относительно более глубоководными, то, следовательно, в стассфуртский век относительно глубоководная площадь несколько увеличилась.

Над базальным ангидритом залегает так называемая древняя каменная соль общей мощностью до 500 м. Как по размерам занятой площади, так и по локализации ее внутри бассейна стассфуртская соль резко отличается от галититов формации Верры. *Теперь садка галита осуществляется не на периферии в небольших впадинах, а захватывает централь-*



Фиг. 200. Относительное положение площадей соленакопления в перми Северогерманской впадины (по М. П. Фивегу).

1 — южная граница распространения древнейшей каменной соли формации Верра ( $Z_1$ ); 2 — каменная соль с общей мощностью выше 100 м; залитая часть — площадь распространения калийных пород; 3 — северная граница распространения древнейшей каменной соли ( $Z_1$ ); 4 — граница распространения древней каменной соли стассфуртской формации ( $Z_2$ ); 5 — граница распространения калийного горизонта стассфуртской формации ( $Z_2$ ); 6 — граница распространения калийных горизонтов молодой каменной соли формации Ридель ( $Z_3$ ); 7 — каменная (озерная) соль в красной лессе (Р<sub>1</sub>).

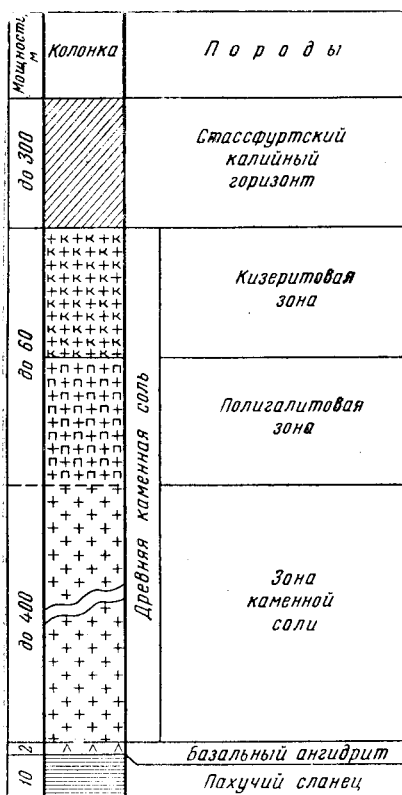
ную часть бассейна, располагаясь на площади порядка 350 000 км<sup>2</sup> и выходя за границы битуминозных фаций подстилающих горизонтов (фиг. 199 и 200).

По своим размерам площадь галититов стассфуртской формации уступает лишь галититовой зоне нижнекембрийского Усольского бассейна и кунгурским галититам Прикаспийской синеклизы. Петрографически древняя каменная соль преимущественно серая с разной интенсивностью окраски. В большей своей массе она отличается хорошо выраженной сезонной слоистостью. Из примесей содержит главным образом ангидрит, количество которого, равно как и нерастворимого остатка, возрастает к периферии бассейна.

В пределах площади своего развития древняя каменная соль обладает неодинаковой мощностью, что объясняется преимущественно локальными перетеканиями галита в процессах формирования соляной тектоники. Наибольшие мощности соли сосредоточиваются в срединных частях формации, т. е. отложились в центральных областях породившего ее бассейна.

Верхнюю часть стассфуртской формации образует стассфуртский горизонт калийных солей, общей мощностью 25 м (фиг. 201). Восточная граница его неясна; так же мало сведений о северной границе; другие ограничения известны. Площадь, не вызывающая сомнения, составляет 80 000 км<sup>2</sup>; вполне вероятно, однако, что садка калийных солей происходила на площади порядка 100 000 км<sup>2</sup> (Ф. Лотце, 1938, стр. 486), т. е. что он распространен приблизительно на одной трети — одной четверти территории, занятой древней каменной солью. Это самый крупный по

размерам калиевый горизонт среди до сих пор известных. Он сложен карналлитовой породой с примесью кизерита (15—20%) и сильвинитом также с примесью кизерита (18—20%); в некоторых разностях в сильвините повышено содержание ангидрита (15—20%) и лангбейнита. В разрезе карналлитовая и сильвинитовая породы переслаиваются с каменной солью, причем пласты последней отличаются хорошо выраженной слоистостью. Отличительной особенностью стассфуртского калийного горизонта является непостоянство его состава: участки с карналлитовой породой быстро и по разным направлениям сменяются участками кизеритовых сильвинитов (хартзальца); обе эти породы, кроме того, замещаются каменной солью. Эта смена происходит на разных горизонтах так, что горизонтальные проекции границ замещения отдельных горизонтов причудливо переплетаются. Наряду с такой изменчивостью петрографического состава наблюдаются и некоторые общие закономерности размещения калийных солей в пределах стассфуртского горизонта как целого. В центре площади его развития преобладает карналлитовая порода; хартзальц (кизеритовый сильвинит) образует здесь отдельные неправильной формы и разные по размерам линзы. Эта зона обрамляется полосой, в которой количество линз хартзальца резко возрастает, а карналлитовая порода становится подчиненной. И, наконец, на юге полосы преобладания хартзальца кизерит в его составе уступает место ангидриту; здесь развита своеобразная разновидность ангидритового хартзальца (средний состав: 30—35% сильвинита, 50—60% галита, 15—20% ангидрита и менее 1% кизерита). Такое распределение солевых пород, по Лотце, является отображением первичной зональности солевых отложений в солеродном бассейне.



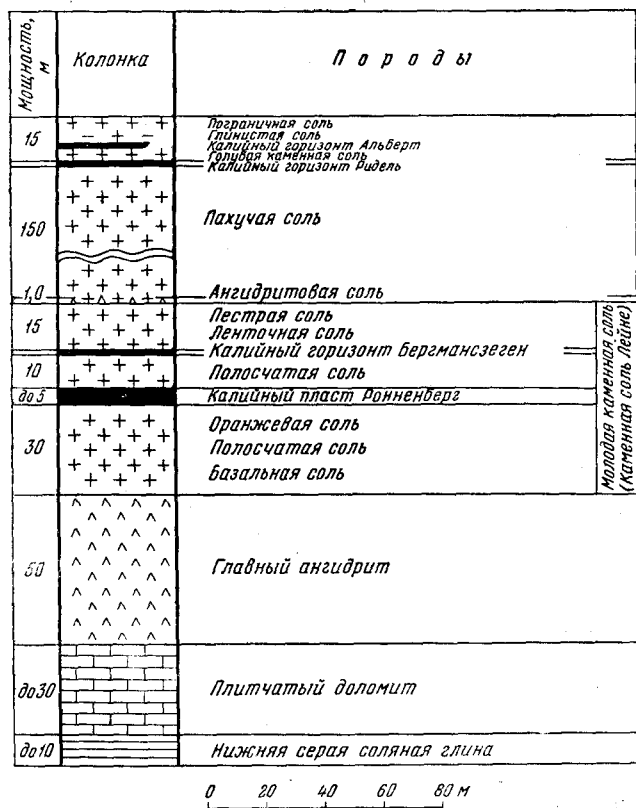
Фиг. 201. Разрез пород стассфуртской формации (Z<sub>2</sub>) у Стассфурта (по М. П. Фивегу).

Добавим, что чередование слоев калийных солей с каменной солью в пределах стассфуртского горизонта прослеживается на всей площади его развития, что указывает на одновременно происходившие ритмичные колебания солености во всем огромном солеродном водоеме.

Третья галогенная формация цехштейна (Z<sub>3</sub>) по общему характеру разреза повторяет в известной степени две предыдущие, но с существенными отклонениями (фиг. 202). В основании ее располагается соленосная глина мощностью 3—3,5 м, распадающаяся на три горизонта; из них нижний отличается высоким содержанием ангидрита (60%), а верхний — магнезита (35%). По периферии формации глина замещается грубо- и тонкослоистыми песчаниками, иногда с морской фауной. Над глиной по периферии бассейна полосой 30—50 км залегает плитчатый доломит (до 20 м), а в центре бассейна — главный ангидрит (1—1,5 м) с линзами доломита в основании. Выше, образуя главную часть формации, располагается так называемая молодая каменная соль. От соляных толщ более древних формаций ее отличают две особенности. Она

распространена на значительно меньшей площади, чем каменная соль стассфуртской формации, и локализуется лишь в западной части Северогерманской депрессии. Петрографически она гораздо разнообразнее стассфуртской, давая ряд располагающихся друг над другом цветных и структурно-текстурных горизонтов.

Толще галититов подчинены два горизонта калийных солей: роненбергский (4—5 м) в середине толщи и ридельский (6—10 м) в верхней ее



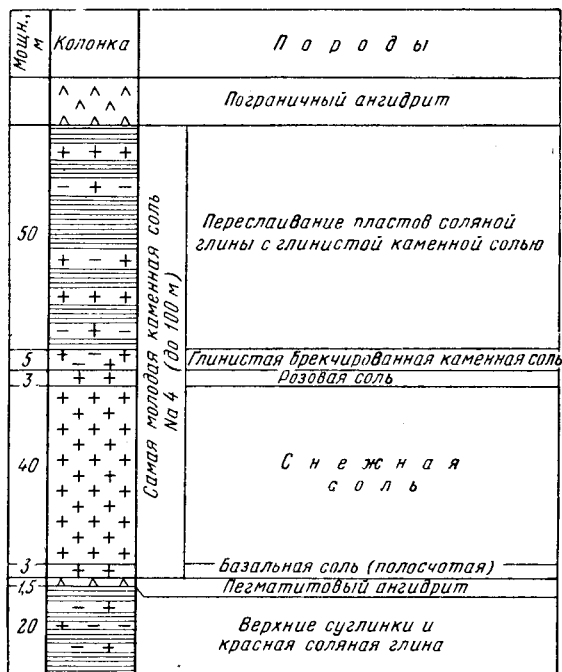
Фиг. 202. Сводный разрез формации Ридель (Z<sub>3</sub>) (по М. П. Фивегу).

половине. Первый сложен преимущественно молочно-белым и светло-серым высококачественным сильвинитом; на небольших площадях в сильвините появляется кизерит (до 8,5%), иногда карналлит; в общем же сульфатов магния в этом горизонте очень мало. Ридельский калиевый горизонт также сложен главным образом сильвинитом. Как видно на карте, калийные накопления ридельской формации отличаются от калиевого стассфуртского горизонта незначительной площадью распространения.

Четвертая или верхнецехштейновская галогенная формация начинается отложением красной глины мощностью около 20 м. Глина сменяется слоем ангидрита своеобразной пегматитовой текстуры, за которым следует самая молодая соль общей мощностью до 100 м. Снизу вверх петрографический облик соли сильно меняется, что наглядно видно на фиг. 203. Существенно, что верхняя часть галититовой толщи заметно обогащена глинистым материалом и что в разрезе здесь появляются прослои глины. На одном из рудников в самом верху разреза над глинистой солью обнаружен

пласт мощностью 0,7 м хартзальца — кизеритового сильвинита (сильвина — 17,8%, кизерита — 30,8%, галита — 50,7%). Хартзальц развит на небольшой площади, отвечающей внутренней зоне калиевых солей ридельской формации.

Таковы галогенные формации цехштейна Северогерманской впадины. Из сопоставления площадей их распространения с общей палеогеографической схемой (фиг. 194) явствует, что галогенные формации занимают самую удаленную от пролива часть внутриконтинентального солеродного бассейна. Отсюда сами собою встают два вопроса: как выглядела вблизи пролива седиментация, синхроничная галогенным формациям?



Фиг. 203. Наиболее полный сводный разрез верхне-цехштейновой формации (Z<sub>4</sub>) (по М. П. Фивегу).

И чем была обусловлена смена одной галогенной формации другой? К сожалению, области бассейна, близкие к проливу, и сам пролив в настоящее время погружены под воды Северного моря и пока недоступны исследованию; поэтому ответы на оба вопроса могут быть только гипотетические, основанные на общих соображениях и аналогиях.

Дело в том, что цехштейновый бассейн Западной Европы по морфологии своей является характерным бассейном виррилского типа, только грандиозных размеров; поэтому ему должны быть свойственны все закономерности распределения осадков в водоемах такого типа. В частности, следует полагать, что по мере передвижения от южной кутовой части бассейна на север галититовые осадки, отвечающие воде с максимальной соленостью, должны в общем сменяться ангидритовыми осадками, а последние вблизи пролива (и в проливе?) доломитами, а в открытом море — известняками органогенного типа; последние, действительно, и встречены в пермском разрезе о. Шпицбергена. Конечно, сложное тектоническое строение дна, вызывавшее сложную мрфологию его поверхности, неизбежно делало более сложной и картину реального размещения фаций в северной части цехштейнового моря, не сути, нарисованной выше схемы это не меняет.

Что касается причин, вызывавших смену одной формации другою, то они лежали в тектоно-морфологических условиях области пролива. Как неоднократно указывалось в предыдущем, в проливе обычно существовала система двух лежащих друг над другом течений: из открытого моря в солеродный бассейн, приносившего соли, и придонного течения обратного направления, выносившего соли в открытый океан. Судьба солеродного бассейна определялась солевым балансом этих двух течений. В моменты, отвечавшие началу каждой формации, пролив углублялся, выносящее течение по сумме солей преобладало над поверхностным, — бассейн рассолодился до степени, разрешавшей садку карбонатов на всей его площади. Дифференциальным погружениям в области пролива (и частично — самого солеродного бассейна) отвечали поднятия на его водосборной площади; это вело к усилению денудации и повышенному приносу в бассейн кластического материала; в разрезе это фиксировалось появлением в основании формации прослоев глин и наличием в более глубоких участках бассейна мергелей. Последующие восходящие движения в области пролива вели к его обмелению; выносящее придонное течение из солеродного водоема в открытое море резко сокращалось, а временами исчезало совсем, что и вызывало прогрессирующее осолонение водоема и садку все более легко растворимых солей вплоть до калийных. Более мелкие колебания в режиме течений пролива обуславливали ритмическое повторение пород внутри каждой галогенной формации.

### 3. ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ФОРМАЦИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

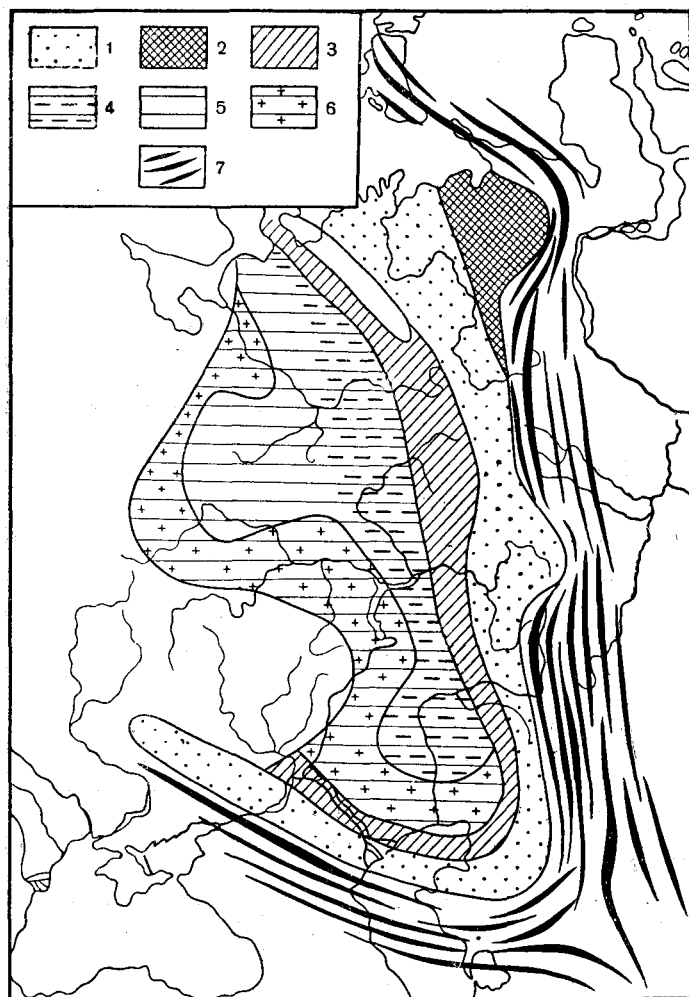
История верхнепермского осадкообразования на востоке Русской платформы принципиально сходна с цехштейновой, но в то же время обладает рядом характерных отличий.

Нижнеказанская известково-доломитовая формация распространена наиболее широко, занимая почти все то же пространство, где накапливались нижнепермские формации, за исключением Предуральского прогиба, который в казанское время морем уже не покрывался.

Как видно из схематической карты (фиг. 204), нижнеказанская формация имеет состав и строение, близкие к швагериново-тастубской формации. На поперечном сечении отчетливо выявляется ее асимметричное строение. Крайнюю восточную полосу образует, по Н. Н. Форшу (1955), лента песчано-глинистых пород, возникших в неширокой лагунной зоне; фаунистические остатки в этих породах в некоторых случаях указывают на ярко выраженное опреснение лагун, в других — на их нормальную соленость; в отдельных пунктах среди песчано-глинистых пород встречаются ничтожные прослойки (линзы) гипсов, в других — ничтожные же углистые пропластки. Все указывает на большую пестроту и неустойчивость физико-географических условий в этой полосе, переходной от условий континентальных к морским. К западу от лагунной зоны располагается обширная зона карбонатных отложений. Они представлены здесь обычно нормальными чистыми известняками; лишь в верхней трети разреза в составе пород отмечается доломитность, все возрастающая кверху. Известняки по большей части органогенно-обломочные или шламмовые, нередко оолитовые, иногда биоморфные, но также и пелитоморфные; содержат обильную и наиболее разнообразную для казанского века фауну брахиопод (*Spir. rugulatus*, *Dielasma*, *Productus* и др.), мшанок, пелелипод, гастропод и пр. Состав фауны указывает, что соленость воды в полосе накопления известковых осадков была близка к нормально-морской и лишь незначительно от нее отклонялась, вероятно, в сторону некоторого осолонения. В западной половине бассейна состав карбонатных отложений заметно иной: вместо чистых известняков — известковистые и нормальные доломиты. Одновременно фауна



становится бедной: почти вымирают брахиоподы, усиленно развиваются эвригалинные пелециподы и гастроподы, дающие раковинные банки; на крайнем вападе во многих частях разреза органические остатки исчезают совсем. Здесь усиленно развиваются оолитовые и пелитоморфные



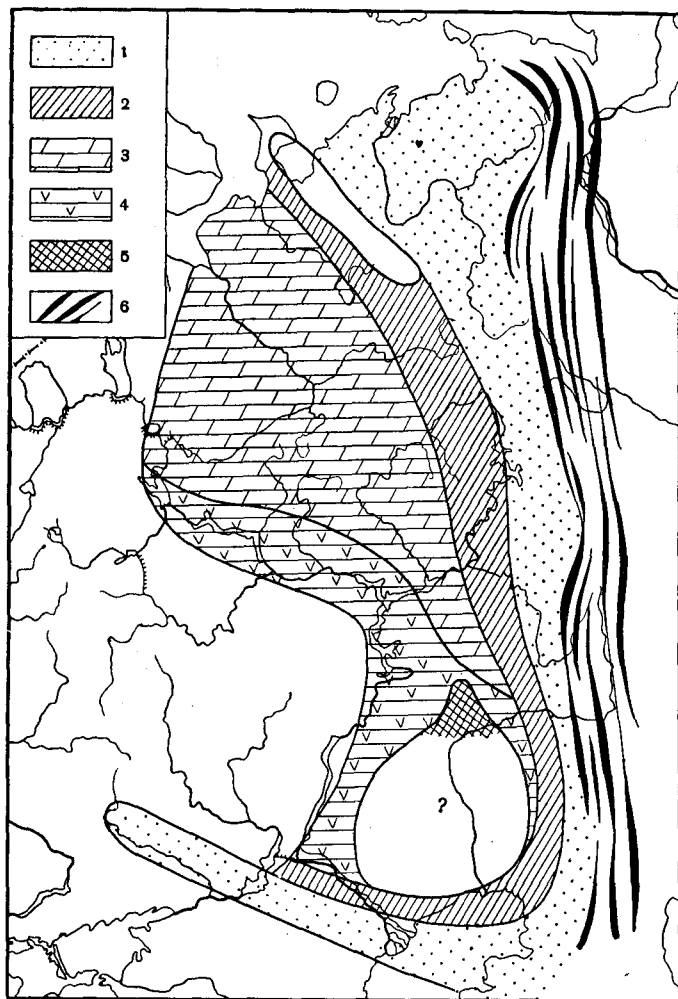
Фиг. 204. Палеогеография нижнеказанского века.

1 — континентальные красноцветные отложения; 2 — угленосные отложения; 3 — прибрежно-лагунная зона песчано-глинистых отложений; 4 — известняки с богатой фауной; 5 — доломитизированные известняки с обедненной фауной; 6 — доломиты с очень бедной и углетенной фауной; 7 — горные цепи.

доломиты, слагающие крупные пачки в разрезе и дающие языки далеко в восточном направлении. Все говорит за то, что соленость воды в западной половине нижнеказанского моря была выше, чем в восточной, и прогрессивно нарастала к западу. Не случайно поэтому, что на некоторых участках близ Самарской Луки среди доломитов верхней части формации появляются небольшие линзы гипсов.

Н. Н. Форшем было показано, что толща нижнеказанских отложений, по крайней мере на территории Заволжья, расчленяется на три однообразно построенных цикла: байтуганский, камышлинский, барабашинский.

Нижняя часть каждого цикла более известковая, верхняя более доломитовая; кроме того, степень доломитности разреза возрастает от нижнего цикла к верхнему. В целом все же нижнеказанская известково-доломитовая формация еще негалогенная; она отвечает начальной стадии аридного осадкообразования.



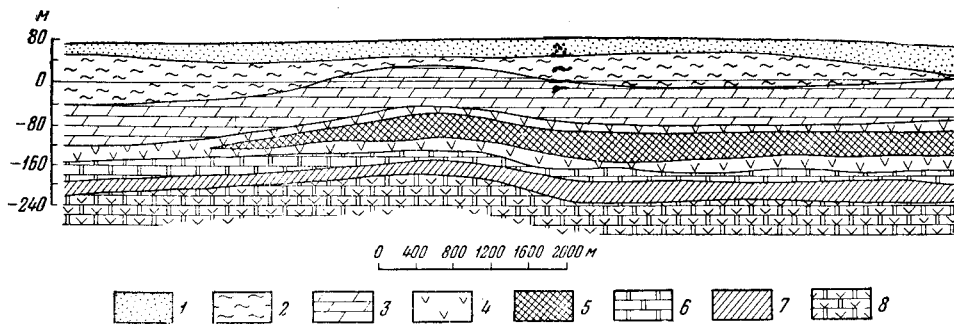
Фиг. 205. Палеогеография верхнеказанского века.

1 — континентальные красноцветные отложения; 2 — прибрежно-лагунные песчано-глинистые отложения; 3 — доломиты, в верхних горизонтах несколько сульфитизированные; 4 — гипсы и ангидриты с подчиненными прослоями доломитов, сверху резко преобладают гипсы; 5 — накопления галитов в основании верхнеказанских слоев; 6 — горные сооружения

В конце нижнеказанского времени территории Заволжья, по Н. Н. Форшу, была выведена из-под уровня моря и превратилась в континент, на поверхности которого начались процессы денудации и выработки крупных эрозионных форм. Одна из них локализовалась на юге Заволжья в полосе от Бугуруслана до Бузулука (и несколько южнее) и представляет большую эрозионную ложбину, открытую к югу, в которой эрозией были уничтожены барабашинские, камышинские и верхняя часть байтуганских слоев. Благодаря указанным поднятиям Заволжья прежде единый

бассейн расчленился на два: северный, соединявшийся проливом с открытым морем, и южный, занимавший Прикаспийскую синеклизу. Северный оставался, по-видимому, нормально-соленым морем, южный же в качестве бессточного, лежавшего в аридном климате, неизбежно должен был более или менее значительно осолониться.

История верхнеказанской формации начинается медленным погружением Заволжья и новым затоплением его морем (фиг. 205). При этом трансгрессия южного осолоненного бассейна привела к погружению под его воды Бугуруслано-Бузулукской эрозионной ложбины и к образованию здесь своеобразной соленосной толщи, которая по длине прослеживается на 200 км, а по ширине на 100 км; мощность ее достигает 216 м. В основании толщи располагается двадцатиметровый ангидритный пласт; над



Фиг. 206. Строение верхнеказанских соленосных отложений Бугурусланского района (по А. А. Иванову).

1 — четвертичные суглинки и галечники; 2—5 — верхнеказанский подъярус: 2 — красноцветные глинны, песчаники, доломиты и мергели; 3 — доломиты с прослоями мергелей, глин и песчаников с гнездами и включениями гипса и ангидрита; 4 — ангидриты; 5 — каменная соль; 6 — нижнеказанский подъярус: доломиты, известняки и мергели с прослоями глин и песчаников; 7 — уфимская свита: пестроцветные терригенные породы; 8 — кунгурский ярус: ангидрито-доломитовый комплекс.

ним каменная соль — 133 м; затем второй ангидритный пласт — 20 м и второй галититовый — 19 м; покрывается толща соли ангидритово-гипсовой пачкой, мощностью 24 м (фиг. 206). «Гипсы, покрывающие и подстилающие соль, по Н. Н. Форшу, имеют значительно большее распространение (чем соль. — Н. С.). Они прослеживаются и там, где сохранились от размыва камышлинские и даже барабашинские слои, и плащеобразно перекрывают их. Соль же в своем распространении ограничена районом, где отсутствуют указанные серии слоев. Следовательно, бассейн, осаждавший соль, был более суженным по сравнению с бассейном, в котором отлагались гипсы, и, по-видимому, имел сравнительно меньшую глубину». Процесс формирования соленосной толщи Н. Н. Форш рисует так. «Воды расположенного на юго-востоке бассейна, характеризовавшиеся очень высокой концентрацией солей, очень быстро заполнили нижнюю по течению часть долины, образовав большой залив, в котором стали отлагаться нижние ангидриты бугурусланского разреза... К моменту отложения соли размеры этого залива значительно сокращаются. Он заметно сужается, занимая, по-видимому, лишь наиболее глубоко врезанную часть долины» (Форш, 1955, стр. 127).

При дальнейшей трансгрессии не только южного, но и северного бассейна площадь Заволжья покрывается морем и устанавливается верхнеказанский внутриконтинентальный водоем, отложивший верхнюю карбонатно-сульфатную формацию.

Общие контуры этого водоема, как видно на фиг. 205, близко напоминают контуры нижнеказанского бассейна, но седиментация заметно отлична. Различаются в общем две зоны. Одна охватывает обширную северную область между устьем р. Двины и г. Ярославлем, протягиваясь отсюда вдоль восточной половины бассейна; ее граница проходит несколько восточнее г.г. Балахны, Йошкар-ола, Бугульмы и так далее, вплоть до восточной береговой линии бассейна. Осадкообразование в пределах этой зоны несколько меняется с севера на юг. В центральной части Сухоно-Мезенской впадины, по сводке А. А. Иванова и Ф. Ф. Левицкого, нижний горизонт верхнеказанских отложений (мощностью 50—55 м) сложен преимущественно карбонатными породами — мергелями, доломитизированными известняками, а также известковистыми глинами и алевролитами. В породах содержится обильная фауна. Имеются проявления гипса, но редкие и очень незначительные, в виде мелких желваков, включений и примазок. Верхний горизонт сложен доломитизированными известняками и доломитовыми мергелями, не содержащими органических остатков. Породы большей частью загипсованы и содержат гнезда и линзообразные прослой гипса, мощность которых колеблется от 0,5 до 6 м. Мощность всего горизонта 16—34, м, увеличиваясь в местах более значительного развития гипсов. К северо-востоку от Сухоно-Мезенской впадины загипсованность верхней части разреза убывает. К югу от впадины, в скважинах Вологды, Солигалича, Шарьи, Котельнича и в Кировском районе характер отложений остается тем же и загипсованность верхней толщи незначительна. Отсюда полоса карбонатных слабо загипсованных пород протягивается, постепенно суживаясь, к югу в Заволжье, где располагается в его восточной половине, доходя до верхнего течения р. Урал. В известняках, переслаивающихся с доломитами, встречается однообразная, бедная видами фауна пелеципод и гастропод.

Из состава пород явствует, что охарактеризованная зона отвечает участку бассейна с водой, вообще говоря, несколько осолоненной, но меняющейся минерализации, то разрешавшей садку известняков (доломитизированных) и даже обитание донной фауны, то уничтожившей последнюю и приводившей к садке доломитов и даже локально небольших линз гипсов. По направлению к югу полосы признаки повышенной солености (усиленная доломитизация и загипсованность) усиливаются.

Существенно иной петрографический состав имеет верхнеказанская формация в юго-западной полосе, протягивающейся приблизительно от Горького к Казани, Камскому устью, Бугульме, Куйбышеву и далее на юго-восток.

Общая мощность формации здесь 30—80 м, редко выше (до 100—120 м в Заволжье). И в нижнем и в верхнем горизонтах ее доломиты полностью вытесняют известняки, а среди доломитов резко возрастает число гипсовых линз и прослоев; особенно учащаются они в верхнем горизонте. Так, на площади, оконтуриваемой пунктами: Васильсурск, Чебоксары, Мариинский Посад, Урмары, Улема и др., при мощности гипсоносного горизонта в 10—37 м, мощности гипсов колеблются от 0,5 до 8—9 м, достигая иногда 16 м; гипсонасыщение горизонта составляет 15—60%, особенно повышаясь на участках Карлов, Улемы, Урмаров. В районе Казани, Камского устья и далее на юго-восток загипсованность пород, а также гнезда, линзы и прослой гипса прослеживаются почти во всем разрезе формации, достигая, однако, наиболее сильного развития в верхней ее половине. Все же гипсы не образуют единых, на всю территорию прослеживающихся, сплошных пластовых накоплений, но залегают крупными линзами мощностью от 3 до 8 и 11 м при длине линз от нескольких километров до 7—8, редко свыше. Все эти особенности состава формации в ее юго-западной зоне свидетельствуют о значительном осоло-

нении соответствующей части бассейна, доходившем временами до величин  $> 15\%$ .

Беря верхнеказанскую формацию в целом, нетрудно видеть, что это уже галогенная формация, но галогенный процесс при ее возникновении остановился все же на начальной стадии гипсообразования, к тому же количественно выраженного слабо; и лишь на Бугуруслано-Бузулукском участке возникла относительно крупная галититовая линза.

#### 4. ОСОБЕННОСТИ ЦЕХШТЕЙНОВОГО ГАЛОГЕНЕЗА СРАВНИТЕЛЬНО С КАЗАНСКИМ

Сопоставляя галогенез на площади цехштейновых формаций с галогенезом на территории Русской платформы, нетрудно видеть, что первый ушел далеко вперед по сравнению с последним и по площади накопления галогенных отложений, и по их мощностям, и по полноте развития галогенного осадкообразования. *Цехштейновый галогенез — это огромный, очень полно развитый процесс, казанский же — едва намеченный, остановившийся на самой начальной стадии.* Причиной такого различия в осадкообразовании двух внутриконтинентальных водоемов, имевших единый источник солевого питания и расположенных по соседству внутри одной и той же аридной зоны, лежит, конечно, в характере связей водоема с открытым морем. *Казанский водоем несомненно имел более широкую связь и более интенсивный водообмен через пролив в силу большей глубины последнего; связь цехштейнового бассейна была более затрудненной, а водообмен слабым благодаря меньшей глубине пролива.*

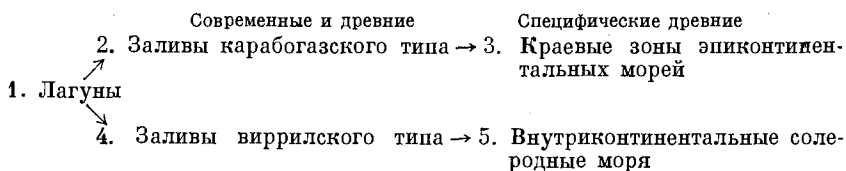
## Глава IV

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ МОРФОЛОГИИ, ГИДРОЛОГИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ В ДРЕВНИХ МОРСКИХ СОЛЕРОДНЫХ ВОДОЕМАХ; ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СТРОЕНИИ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Перед нами прошло большое число морских галогенных формаций и породивших их водоемов, причем палеогеография последних в подавляющем большинстве случаев восстанавливается достаточно уверенно. Это обстоятельство позволяет поставить вопрос об общих закономерностях морфологии, гидрологии и распределения отложений в морских солеродных бассейнах геологического прошлого и об отражении их в строении галогенных формаций.

#### 1. МОРФОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОЛЕРОДНЫХ МОРСКИХ ВОДОЕМОВ. И СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ

Суммируя данные о морфолого-тектонических типах солеродных морских водоемов, нетрудно видеть, что они могут быть сведены в два параллельных ряда:



Начальное звено обоих рядов — лагуны представляют собою чисто экзогенные, атектонические водоемы, обязанные деятельности экзогенных факторов, в частности волнений, намывавших песчаные косы в устьевых частях заливообразных врезов береговой линии в сушу. Размеры лагун поэтому всегда были невелики, а глубины измерялись от немногих метров до первых десятков метров по правилу, согласно которому глубина лагун равна приблизительно удвоенной высоте волны. Морфологически лагунные бассейны неустойчивы, эфемерны и легко под влиянием тех же экзогенных процессов превращаются в большее или меньшее число приморских озер.

Все последующие члены рядов представляют собою образования уже не экзогенные, а морфолого-тектонические, покоившиеся на той или иной структуре (или структурах) депрессионного характера. Тип этой структуры, в сущности, и предопределял морфологический тип солеродного водоема.

*Заливы карабогазского типа* возникали тогда, когда тектоническая депрессия, куда проникала морская вода, была более или менее изометрического типа; это обстоятельство порождало водоем округлых или угловато-округлых, несколько вытянутых в каком-либо направлении форм. Размеры водоемов варьировали от очень небольших (закаспийский среднемиоценовый залив, современный Кара-Богаз-Гол, акчагыльский Узун-Су) до таких огромных, как мичиганский или московский раннеживетский. Береговая линия бывала обычно простая. Соединение с морем осуществлялось через единственный неширокий пролив, почему заливы карабогазского типа всегда выглядели самостоятельными обособленными водоемами, как бы приросшими пуповиной к материнскому бассейну. Вопрос о глубине этих заливов пока не ставился, видимо, в силу традиционных представлений об их мелководье. Нужно иметь в виду, однако, что это «мелководье» у таких гигантов, как мичиганский и московский заливы, наверняка означает десятки метров (до 50—60 м). Напомню, что в периферической зоне формации *Salina* в Мичиганском бассейне в соли обнаружена рябь волнения, причем кристаллы перистого строения разбиты на куски; одновременно в ангидридах присутствуют обломочные зерна доломита. Все свидетельствует о том, что по крайней мере краевая часть галитонакопившей котловины была мелководна и выдерживала сравнение с современными галитовыми озерами. Центральная часть впадины была несомненно глубже, ибо все вышеуказанные признаки в соли здесь исчезают, но объективных критериев для оценки глубин нет. Морфология дна котловин, вмещавших заливы, всегда простая: это единая цельная чаша, без дополнительных сколько-нибудь выраженных западин. Хотя лагуны и заливы карабогазского типа принципиально отличны в качестве атектонических и тектонических образований, различить их друг от друга в случае их миниатюрных размеров не всегда удается; поэтому отнесение накопившихся в них галогенных отложений к формациям лагунного или заливного типов несет в себе порою элемент условности, о чем уже говорилось в своем месте.

*Солеродные водоемы типа краевых частей эпиконтинентальных морей* возникали тогда, когда перед фронтом трансгрессирующего моря находилась более или менее обширная синеклиза с осью, параллельной берегу моря, причем один борт синеклизы, ближайший к наступающему морю, был погружен сильнее противоположного. В этих случаях трансгрессирующее море легко переступало через проксимальный борт синеклизы и заливало ее; возникал краевой участок моря, внешне на поверхности обычно свободно сообщавшийся с открытой частью моря, но в действительности более или менее явственно отгороженный от него серией подводных выступов и отмелей (данково-лебедевский бассейн Русской платформы, уральский бассейн Сибирской платформы, Эльк-Пойнт Канадской платформы). В некоторых случаях, однако, когда рельеф затопляемого участка был относительно резко выражен, разделяющие поднятия были надводными и высились в виде цепи более или менее гористых островов (бассейны рёта и среднего триаса Германии). Очертания солеродного бассейна бывали обычно простыми. Синеклиза, являвшаяся базой водоема, бывала единой цельной депрессией, но иногда встречались и усложнения в виде островов внутри солеродного водоема и дополнительных впадин в ней (средний триасовый бассейн). Вопрос о глубинах краевых солеродных водоемов представляет большой интерес, но обычно он решается не на анализе литологических признаков, а чистым умозрением, покоящимся на общих соображениях.

До недавнего времени, впрочем, таких данных и не было; они начали появляться буквально в последние годы и пока единичны, что, конечно, не лишает их огромного интереса. В. Г. Махлаев (1959), детально изучивший доломитно-сульфатную данково-лебедевскую формацию, собрал

много достоверных данных, доказывающих большую мелководность периферических зон солеродного бассейна, где накапливались органогенные известняки, доломитизированные известняки и доломиты; упомянем наличие водорослей, оолитов, трещин высыхания, брекчий взламывания. В доломитах центральных частей водоема, а также в переслаивающихся с ними ангидритах все эти признаки исчезают, указывая тем самым на большую глубоководность отложений. Отложения с водорослями В. Г. Махлаев рассматривает в качестве возникших на глубинах, меньших 50—60 м; без водорослей — на глубинах, больших 60 м. Таким образом, глубины центральных частей Московской синеклизы в данково-лебедянское время в эпоху отложения пелитоморфных доломитов и ангидритов были заведомо больше 60 м, хотя нет никаких указаний на то, чтобы они достигали 100—200 м.

Интересны данные по соленосной толще Ст1 Сибирской платформы. Я. К. Писарчик (1958) удалось установить, что в доломитах, переслаивающихся в усольской свите с галититовыми пластами, распространены остатки водорослей и, стало быть, эти породы заведомо мелководны и отлагались на глубинах не свыше 50—60 м. Но тогда и галититовые пласты, с ними переслаивающиеся, не могли возникать на больших глубинах; они также формировались на глубинах в лучшем случае в десятки метров и менее. Этот пример, несмотря на свою пока что уникальность, имеет огромное принципиальное значение. Он показывает, что мощные галогенные отложения в краевых солеродных бассейнах действительно могли формироваться на относительно неглубоких площадях; что накопление галититов вовсе не представляло собою простого заполнения готовой депрессии и что одновременно протекавшие погружения дна водоема играли первостепенную роль в возникновении галитов.

*Виррильский тип солеродных заливов возникал на базе узких, длинных, иногда грабенных депрессий, которые существовали частью на отдельных участках геосинклиналей в стадию их нормального режима (из Кавказа), частью в передовых прогибах (Предкарпатский бассейн), частью на платформах (Рейнский грабен, Днепровско-Донецкая синеклиза в D<sub>2</sub> — D<sub>3</sub>). В соответствии с этим солеродный бассейн имел вид длинного, слепо кончавшегося узкого рукава, то прямолинейного, то несколько изогнутого, отходившего от открытого моря. Очертания бассейна были обычно простыми, а дно — единой цельной ванной, правда, при значительной длине бассейна прогибавшейся не вполне равномерно. Вопрос о глубинах солеродных заливов виррильского типа не разбирался сколько-нибудь подробно, но относительно некоторых из них высказывания все же имеются. «Глубина Предкарпатского бассейна, — пишут А. А. Иванов и Ю. Ф. Левицкий (1960, стр. 322), — на протяжении весьма длительного периода заполнения его осадками, несомненно, не оставалась неизменной. В стадию накопления преимущественно терригенных осадков бассейн был, вероятно, глубже, чем в стадию преимущественного накопления галогенных отложений. Но и в первом случае бассейн имел мелководный характер, на что указывают, например, волноприбойные знаки, следы ряби, трещины усыхания, иероглифы, следы животных и птиц, имеющиеся на слоях песчаников загорской и добровтовской свит». Мелколинзовидный характер галититовых накоплений в Предкарпатском заливе мог возникнуть, конечно, на базе лишь небольших и уже потому весьма мелководных водоемов, на которые временами распадалась собственно солеродная часть залива.*

Данных о глубинах других заливов виррильского типа нет, но едва ли они были отличны от приведенных.

*Внутриконтинентальные солеродные бассейны пермского периода морфологически продолжают, по существу, виррильский тип заливов, но в огромных, несравненно более грандиозных, масштабах. И именно эта гран-*



диозность делает их тектоническую основу существенно иной сравнительно с тем, что имеется у описанных выше типов. *Внутриконтинентальные солеродные морские бассейны располагались на серии частных впадин (депрессий) и разделяющих их поднятий в тех случаях, когда те и другие образовывали единую относительно узкую, но протяженную зону прогибаний.* Именно так обстояло дело с нижнепермскими бассейнами СССР и с верхнепермскими цехштейновым и казанским бассейнами. Можно сказать поэтому, что *внутриконтинентальные солеродные водоемы возникли в тех случаях, когда трансгрессирующее море встречало на своем пути обширную линейную зону прогибаний, охватывавших сложную тектонически область, причем длинная ось прогибаний располагалась перпендикулярно береговой линии моря, а не параллельно ей, как в случае образования краевых солеродных водоемов.* Именно различное расположение оси прогибаний относительно береговой линии и приводило к возникновению двух указанных специфических древних грандиозных типов солеродных бассейнов.

Очертания внутриконтинентальных солеродных морей, в тех случаях, когда они могут быть достоверно воспроизведены (например, для формации Верры, швагеринового горизонта и др.), отличались сложностью; такой же сложной была, вероятно, и конфигурация дна, в котором поднятия, отвечавшие позитивным тектоническим структурам, чередовались с понижениями, совпадавшими с тектоническими прогибами.

Внутриконтинентальные солеродные моря Европы являются, пожалуй, единственными, вопрос о глубине которых специально обсуждался в литературе. Так, Н. П. Герасимов, П. И. Лунин, М. П. Фивег и др. считают, что галититовые кунгурские отложения Ишимбаевского Приуралья отлагались в котловинном бассейне, имевшем глубину до 1000 м. Р. Кюн (Kühn, 1955), основываясь на определениях содержания брома в галитах цехштейна, высказал мысль, что они возникли в водоемах глубиной до 380 м как максимум, причем с течением времени глубины эти уменьшались. По поводу этих определений глубин, однако, следует заметить, что они не являются убедительными и однозначными. Представление о глубинах кунгурского бассейна Ишимбая базируется на неправильных представлениях о стратиграфии кунгурских отложений Вельской депрессии, о чем мне уже приходилось неоднократно говорить. Дело в том, что солесносный горизонт залегает на бортах впадины трансгрессивно и, значит, вначале заполнял лишь самые низкие ее части, перемещаясь на борта по мере погружения депрессии. Такой механизм формирования солесносного горизонта, конечно, исключает представление об исходных глубинах бассейна в 1000 м с последующим их уменьшением. В действительности солеродный водоем был обычным мелководным, но постепенно трансгрессирующим на все большую площадь по мере разраставшихся погружений предгорной депрессии. Что касается расчетов Кюна по бром, то они имеют условный характер, ибо базируются на представлении, будто садка галита происходила не при летнем испарении поверхностной зоны рапы, а при зимнем охлаждении всей массы ее. Этому пониманию процесса противоречит перистое строение галитита в годовых циклах, указывающее, что садка галита обязана все же летнему испарению, а не зимнему охлаждению. Нахождение цехштейнового бассейна по самому южному краю аридной зоны, на контакте с тропической влажной полосой, также заставляет сомневаться в возможности сколько-нибудь значительных зимних охлаждений и в эффективности этого процесса. В итоге приходится признать, что надежных доказательств глубоководности внутриконтинентальных солеродных морей пока нет; то же, что известно, заставляет представлять себе эти моря не более глубоководными, чем краевые солеродные водоемы.

Итак, морские солеродные бассейны геологического прошлого отличались чрезвычайным разнообразием как своих размеров, так и очертаний

в плане, но глубины их варьировали гораздо меньше, укладываясь от нескольких метров до многих десятков их, вероятно не выше 100—120 м. При этом у всех морфологических типов, исключая лагунный, очертания водоема в плане и по рельефу дна полностью определялись той отрицательной тектонической структурой (впадиной, синеклизой), которую заполнял водоем. Постоянным признаком всех солеродных морских бассейнов была ограниченная связь их с открытым морем, что в одних случаях достигалось наличием надводного разделительного барьера из островов или сплошного континентального участка, в других — серией подводных отелей. Обязательность барьера вытекает из сути водообмена солеродных бассейнов с открытым морем. В соединительном проливе (или проливах) в норме существовали два противоположно направленных течения: *поверхностное из открытого моря в солеродный бассейн, приносящее воду и соли, и придонное, выносящее течение, разгружавшее бассейн от солей.* Галогенез, как соленакопляющий процесс, был физически возможен только тогда, когда солевой баланс был положительный, т. е. когда внос солей поверхностным течением был больше, чем вынос их придонным, либо последнего не было совсем. *Барьеры в области пролива как подводные, так и надводные и были необходимым условием реализации положительного солевого баланса солеродного бассейна; они тормозили вынос солей и тем самым способствовали прогрессивному осолонению водоема, т. е. его галогенезу.*

## 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПЛОЩАДИ СОЛЕРОДНОГО ВОДОЕМА; ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В СТРОЕНИИ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Подобно бассейнам гумидных зон, солеродные водоемы аридных областей характеризуются не только набором отложений определенного состава, но и закономерной их локализацией в пространстве, на площади дна. Если эта локализация длительно сохранялась в основных чертах, варьируя лишь в деталях, возникало некоторое строение галогенной формации, отражающее размещение осадков в каждый данный промежуток времени. Это обстоятельство заставляет внимательно рассмотреть типы локализации осадков в солеродных водоемах разного морфолого-тектонического типа.

Размещение отложений в лагунных водоемах, если брать каждую лагуну порознь, было относительно просто и воспроизводило то, что наблюдается в современных лагунах и приморских озерах. По периферии лагуны отлагались песчано-алеврито-глинистые более или менее карбонатные осадки; в центре при малой солености — карбонатные, известково-доломитовые, при большой — гипсовые отложения. Но эта локализация не была устойчивой. Под влиянием гидродинамического режима лагуны ее очертания быстро менялись; она легко превращалась в одно, два или несколько более или менее крупных приморских озер со своим особым расположением осадков. Существенно также, что лагуны лишь редко возникали в одиночку, но обычно располагались одна около другой в заметном, иногда большом количестве, причем обладали порою сложными ветвистыми очертаниями.

В размещении галогенных отложений внутри такого лагунного побережья в целом и на современных и на древних объектах невозможно заметить какой-либо закономерности ни тогда, когда движемся вдоль береговой линии, ни когда перемещаемся перпендикулярно к ней. *В целом размещение галогенных отложений на лагунном побережье оказывается весьма прихотливым, пестрым.* При длительном сохранении такой пестроты, которая еще усиливается морфологическими преобразованиями отдельных лагун в приморские озера, их высыханием или заилением, естественно, что *текстура лагунной формации оказывается пестрой.*

Типичные лагунные галогенные формации, возникшие на более или менее обширной, наклонной к морю, равнине, отличаются своей мелкопластовостью, невидержанностью галогенных и прочих входящих в нее пород и отсутствием сколько-нибудь четких закономерностей их размещения в пространстве. Гипсовые и ангидритовые породы, чаще всего представленные в лагунных формациях, образуют линзы протяжением в десятки и сотни метров, реже в немногие километры; мощности линз варьируют от немногих десятков сантиметров до немногих метров. Линзы располагаются обычно на разных уровнях формации то совершенно изолированно, то кучно, и тогда краевые части их несколько заходят друг за друга. Иногда на отдельных участках внутри формации обнаруживается расчленение ее на 2—3 гипсоносных (или ангидритоносных) горизонта, но они имеют локальное значение и не протягиваются через всю площадь формации, когда она велика. Нет и ясно выраженного тяготения галогенных отложений к какой-либо определенной части формации на разных ее сечениях по простиранию и вкrest его. Такая же неопределенность характеризует и другие слагающие формации породы — глины и карбонатные отложения. Все это оправдывает наименование текстуры формации *пестрой по пространственным соотношениям пород*.

Существенно иное размещение осадков свойственно заливам карабогазского типа и тесно связанным с ними солеродным бассейном краевого морского типа. Здесь каждому отдельному соляному водоему отвечала своя тектоническая структура, имевшая вид синеклизы, и размещение в пространстве галогенных пород контролировалось морфологией синеклизы и ее жизнью в период образования формации. Это обстоятельство сразу же сделало закономерным размещение пород внутри бассейна и внутри порожденной им формации. Оно может быть названо симметричным, хотя конкретное проявление симметрии неодинаково на разных ступенях осолонения. В самую начальную (еще догалогенную) стадию по периферии бассейна более или менее широкой каймой отлагались песчано-алевритовые осадки, в центральной, более глубокой области — доломитовые илы; на сульфатной стадии по периферии — обломочные и доломитовые отложения, в центральной, более глубоководной части — гипсы; периодические (или эпизодические) изменения солености приводили к многократным переслаиваниям в центре сульфатных и доломитовых илов. На хлоридной стадии по периферии накапливались карбонатные отложения, сменяемые в более внутренних частях периферийной зоны гипсом, в центральной, наиболее быстро прогибавшейся области — галититы; и опять периодические (и эпизодические) опреснения обуславливали сложное ритмическое переслаивание доломитов и ангидритов по краям бассейна, ангидритов и галититов (иногда и доломитов) в срединных его частях. Что касается калийных солей, то они накапливались всегда внутри галититового поля, занимая обычно его небольшую часть и время от времени переслаиваясь с галититами. Таков общий план размещения галогенных осадков внутри залива карабогазского типа или краевого солеродного бассейна. В последнем случае появляются и некоторые, правда небольшие, признаки асимметрии, заключающиеся в том, что терригенные отложения накапливались обычно лишь у одного, прибрежного ограничения бассейна, ограничение же подводной затопленной грядой терригенного пояса не порождало.

Из сказанного легко понять, что и строение закончившей свое образование заливной галогенной формации карабогазского типа, а также формации краевого морского типа, неизбежно должно быть симметричным, в чем можно убедиться, припомнив раннеживетскую формацию Московской синеклизы, Salina-formation Мичиганского бассейна, данково-лебежанскую формацию Русской платформы, нижнекембрийскую формацию Сибирской платформы и др. Соответственно очертаниям си-

неклиз, формации эти обладают формой округлого и более или менее изометричного тела, мощность которого по периферии мала, в центре же значительна и даже весьма велика. По краю тянется кайма карбонатных известково-доломитовых пород с редкими прослоями гипсов и ангидритов, а также прослоями терригенных отложений. В центральной части — мощные накопления галитита, перемежаемого пластами ангидритов и доломитов. Это симметрическое строение формации несколько нарушается тем, что у втока в солеродный водоем морской воды, в зоне опреснения, известково-доломитовые породы более или менее значительно продвигаются во внутренние части формации; аналогичные «врезы» отмечаются и в других местах по периферии формации, где впадают более или менее значительные реки; последнее, впрочем, представляет скорее исключение, чем правило.

*Резко иным, асимметричным оказывается расположение осадков в солеродных заливах виррилского типа.* На разных стадиях осолонения оно было также неодинаково. На самой начальной стадии очень крупная часть залива бывала занята песчано-алевритовыми, глинистыми и карбонатными отложениями нормально-морского характера и лишь в кутовой части залива накапливался доломит. На сульфатной стадии зона «нормально-соленых» отложений укорачивалась; на смену ей на участках, удаленных от места втока морской воды, располагались доломиты, а еще дальше, в кутовой области — гипсы. На галититовой стадии зона нормально-морских осадков ютилась в проливе и в непосредственной к нему близости; в более внутренних частях залива она сменялась зоной доломитовых илов, потом гипсовых накоплений и, наконец, галититов. В это время, по-видимому, кутовая часть залива начинала дробиться на отдельные более мелкие заливчики и озера, в которых шла садка галита, и разделяющие их участки, где осадконакопление уже прекратилось. Аналогичные явления имели место и в ответвлениях залива, в его средних и даже нижних частях. На стадии калийных солей кутовая часть залива (и его ответвлений) в своей большей части уже обсыхала, но на наиболее сильно прогибавшихся участках рапа еще сохранялась; сюда стекали межкристалльные растворы из приподнятых площадей; в этих озерах среди обсохшего сухого галитового поля и сосредоточивалась садка калийных солей. Таково было площадное размещение осадков при образовании рейнской эоцен-олигоценовой галогенной формации, Днепровско-Донецкой и Припятской девонской формации, миоценовой Прикарпатской и др. Это предопределило и строение возникавших галогенных формаций — оно было резко асимметричным. Участки формации, отвечающие устьевой части залива, слагают доломитовые породы, переслоенные ангидритами (?); в более внутренних, далеких от пролива частях формация образована главным образом ангидритами с прослоями каменной соли; вблизи же глухого кута залива — массами галититов, а также накоплениями калийных солей. *Резко выраженная продольная асимметрия в сложении формации сочетается с более или менее выраженной симметрией в поперечном направлении;* вдоль обоих длинных краев формации галогенные породы в узкой полосе замещаются терригенно-сульфатными, терригенно-карбонатными, иногда грубообломочными. Такой фациальный переход прекрасно выражен, например, в эоцен-олигоценовой формации Рейнского грабена. Судя по всему, он должен быть свойствен и другим представителям асимметричного типа, но только недостаточная изученность их, а порою и недостаточная сохранность самих формаций, не позволяет пока непосредственно вскрыть такое их строение.

В тех случаях, когда длинный узкий солеродный залив располагался вдоль краевого прогиба (например, в Прикарпатье) или в одной из локальных синклиналий ванн геосинклиналийной зоны (например, в Iз Сев. Кавказа), сложность строения субстрата отражалась в усложненном

же строении возникшей галогенной формации. Хотя продольная асимметрия в сложении формации в общем и сохранялась, она нарушалась рядом местных отклонений в виде ареалов песчано-глинистых или известково-доломитовых пород, так сказать, «вторгающихся» на значительное расстояние во внутреннюю часть формации.

Строение галогенных формаций, возникших во *внутриконтинентальных солеродных морях перми Западно-Германской низменности и перми Русской платформы* в общем сходно со строением заливных формаций виррилского типа, но отличается сложно-асимметрическим характером. На продольном сечении через такие формации в целом всегда явно проступает асимметрия, заключающаяся в том, что в приустьевой ее части (вблизи соединения солеродного бассейна с океаном) локализуются известково-доломитовые породы, в более далеких от втока морских вод местах — сульфатные породы в переслаивании с доломитными, на максимальном же удалении, в «глухих» вершинах — каменная и калийные соли. Эта продольная асимметрия сочетается в данном случае обычно с поперечной. Последняя обусловлена частью тем, что одним своим берегом солеродный бассейн примыкал к плоскому ариднему континенту, другим же — к гористому участку, находившемуся на стадии завершения горообразования. Это естественно влекло за собою асимметрию в локализации обломочного материала, который отсутствовал или был лишь ничтожно представлен вблизи плоского побережья и в больших массах накапливался у гористого побережья; здесь иногда ( $P_2$  Русской платформы) терригенные осадки накопились на широкой площади в континентальных условиях, образуя континентальные молассы, располагавшиеся между солеродным морским бассейном и горами. Поперечная асимметрия в накоплении терригенного материала дополнялась аналогичной асимметрией в расположении галогенных отложений: последние тяготели к области плоского побережья, а отложения менее соленых вод — к области гористого побережья. Такая локализация отчетливо видна в строении всех нижне- и верхнепермских формаций Русской платформы. Вполне вероятно она и для цехштейновых формаций Средне-Европейской впадины, и только недостаточная сохранность этих формаций (а, может быть, также их недостаточная изученность) мешает пока видеть ее с такой ясностью, как у формаций Русской платформы.

Сложность строения галогенных формаций внутриконтинентальных морей увеличивается еще тем, что они возникли в бассейнах, тектоническая структура которых слагалась из ряда депрессий, разделенных приподнятыми участками. При этом в депрессиях отлагались более мощные голци осадков, чем на приподнятых площадях, а сами осадки отличались наличием и часто широким развитием галогенных пород более высоких стадий галогенеза, чем на поднятиях. В частности, если на поднятиях локализовались только доломиты и известняки, то в депрессиях еще и гипсы (ангидриты); если на поднятиях накапливались доломитно-сульфатные отложения, то в депрессиях еще и галититы, а нередко и калийные соли. Вкрапление таких депрессивных участков в тело с уже имеющейся сложной асимметрией в локализации пород делало общую картину размещения последних еще более сложной, а порою придавало ей черты прихотливости, пестроты.

Если теперь поставить вопрос: что же в конечном счете определяло размещение галогенных осадков на площади солеродных водоемов и галогенных пород внутри галогенных морских формаций, то ответ получается достаточно определенный: *определяло длительно сохранявшееся тектоническое строение субстрата, на котором располагался солеродный бассейн*. У атектонических водоемов, какими были лагуны, возникало в конечном итоге пестрое и изменчивое размещение осадков и пестрое строение формаций. У заливов карабогазского типа и краевых морских водо-

емов, «вложенных» в просто построенные округлые или вытянутые депрессии, — симметричное расположение осадков, а у отвечающих им формаций — симметричная текстура; у заливов виррильского типа, развивавшихся на базе узких и длинных депрессий, — асимметричное расположение отложений и асимметричное строение формаций. У внутриконтинентальных солеродных морей, занимавших вытянутые зоны со сложной тектонической структурой, расположение осадков на дне бассейна и пород внутри формации было сложноасимметричным.

Так выявляется своеобразное и отчетливое влияние тектонического режима на физико-химические по существу процессы галогенеза.

### 3. ПОЛНОТА РАЗВИТИЯ ГАЛОГЕННОГО ПРОЦЕССА; СООТНОШЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ РАЗНЫХ СОЛЕЙ В ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ И ФАКТОРЫ, ИХ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

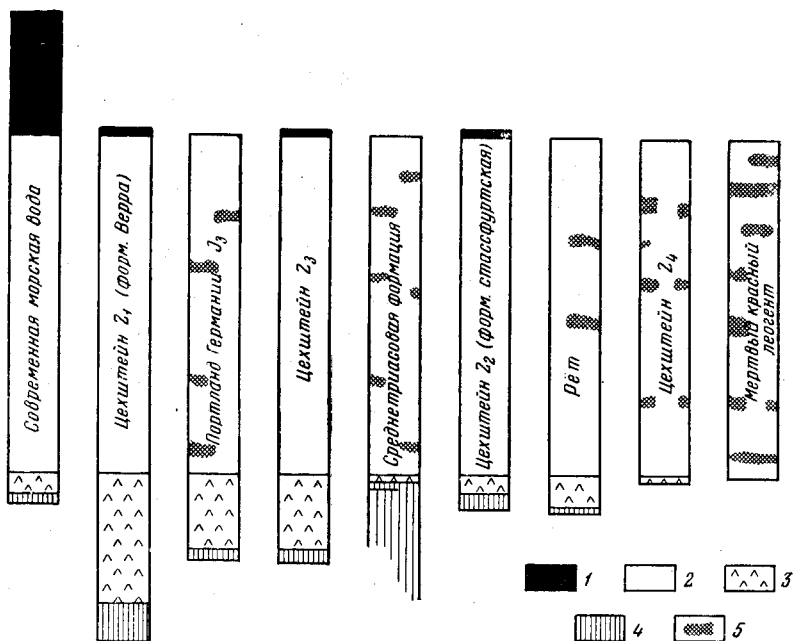
У подавляющего большинства типов морских галогенных формаций можно видеть, что галогенез то обрывается на своей начальной сульфатной стадии, то доходит до более поздней галититовой, то проходит через все потенциально возможные стадии и отличается большой полнотой. С другой стороны, соотношения мощностей горизонтов доломита,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{K-Mg}$ -хлоридов и сульфатов ни в одной из формаций не отвечают весовым пропорциям этих солей в морской воде, но всегда более или менее резко и разнообразно от них отклоняются. В одних случаях аномально большую мощность имеет базальный карбонатный горизонт формации, в других — сульфатный, в третьих — галититовый; но встречаются формации с совершенно неразвитым карбонатным, либо сульфатным горизонтами, с малым развитием галититов. Соотношения здесь чрезвычайно варьируют, как это можно видеть на фиг. 207.

Естественно выяснить: что же контролировало большую или меньшую полноту развития галогенного процесса при возникновении формаций? И что определяло соотношения мощностей отдельных типов пород в разрезе?

Из палеогеографии морских галогенных формаций вытекает, что обязательным условием развития этих формаций является ограниченность связи осолоняющегося бассейна с открытым морем; их водообмен должен быть такого типа, чтобы *выносящее донное течение длительно было бы развито слабо, либо отсутствовало совсем*. Но это условие может быть реализовано лишь в том случае, если тектонический режим, однажды создавший изоляцию того или иного участка земной коры, в дальнейшем длительно сохранялся бы. Таким образом, *первой тектонической предпосылкой полноты развития галогенной формации является длительная устойчивость в области пролива ландшафтно-тектонических условий, обеспечивавших положительный солевой баланс солеродного водоема*.

*Второе условие касается тектонического режима самой солеродной котловины и заключается в необходимости достаточно интенсивных и длительных ее прогибаний*. Убедиться в этом можно, сопоставив скорости осадкообразования на разных ступенях осолонения с темпами тектонических погружений. Как известно, карбонатакопление идет крайне медленно — доли миллиметра в год. Поэтому, если даже темпы погружения котловины очень малы, она способна компенсировать столь малый прирост карбонатов; котловина будет длительно сохраняться и это создаст возможность значительного осолонения водоема; седиментация перейдет в сульфатную стадию. На этой стадии, однако, скорость осадкообразования резко возрастает — 1—2 мм в год. Если скорость прогибания дна окажется больше этой величины, тогда, несмотря на быстрое накопление сульфатов, котловина водоема сохранится и создадутся возможности, при достаточном осолонении рапы, для седиментации галититовой. Но если

скорость прогибания дна бассейна окажется меньше 1—2 мм в год, тогда, очевидно, через некоторое время котловина будет до краев заполнена сульфатным осадком и галогенный процесс будет прерван в самом же начале, на сульфатной стадии; галогенная формация будет обладать весьма неполным разрезом. Представим себе все же случай, когда котловина водоема сохранится и после сульфатной седиментации и начнется садка галита. На этой стадии скорость осадкообразования достигает огромных величин — 3—10 см в год. Опять принципиально возможны два случая. В одном скорость прогибания котловины окажется меньшей скорости



Фиг. 207. Соотношения между мощностями разных петрографических горизонтов галогенных формаций (по Г. Рихтер-Бернбургу).

1 — хлориды и сульфаты К и Mg; 2 — NaCl; 3 — CaSO<sub>4</sub>; 4 — карбонаты Ca и Mg; 5 — глины.

седиментации; котловина будет более или менее быстро заполнена галитом и осадкообразование будет завершено раньше, чем осолонение рапы дойдет до значений, разрешающих садку калийных солей. Но если скорость прогибания дна бассейна окажется больше, чем годовая скорость садки галитов, котловина водоема будет длительно сохраняться и создастся возможность садки калийных солей и т. д. вплоть до эвтонических фаз. Из этого анализа явствует, что *полное развитие галогенеза осуществлялось лишь в тех бассейнах, скорость прогибания дна которых на каждой стадии галогенеза опережала скорость синхроничного осадкообразования*<sup>1</sup>. Как реально осуществлялось это условие, мы увидим ниже, сейчас же для нас важны констатация этого условия и доказательства его наличия.

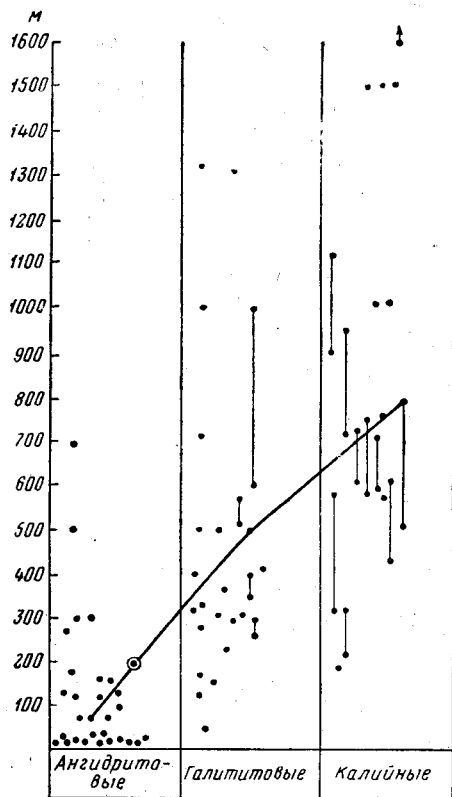
Что указанное условие действительно реализовалось в природе в геологическом прошлом, показывает диаграмма (фиг. 208), на которую по

<sup>1</sup> Очень редко переход седиментации соленого залива с одной стадии галогенеза контролировался климатическим режимом, например — в современном Кара-Богаз-Голе (см. ниже) и, может быть, некоторых его древних аналогах (Караганский залив в Закаспии, бассейн Верры?).

данным Ф. Крумбейна (Krumbein, 1951), Ф. Лотце (1938), А. А. Иванова (1960) и М. П. Фивега (1960) нанесены мощности морских галогенных формаций с разной полнотой галогенного процесса. Выделены три группы их: гипсо-ангидритовые, галититовые и калийные. Оказалось, что фигуративные точки мощностей у каждой формационной группы располагаются неодинаково. У гипсо-ангидритовой группы, у которой галогенез оборван в самом же начале, наиболее встречаются мощности < 50 м, гораздо реже мощности 60—180 м, всего три случая с мощностями 280—300 м, один с мощностью около 500 м и один с мощностью 700 м. Два последних случая, однако, совершенно атипичны; возникновение высоких

мощностей сульфатных пород обусловлено здесь, возможно, процессами соляной (точнее ангидритной) тектоники, вызвавшими локальную энергичную аккумуляцию сульфатов за счет их тектонических перетеканий. Иначе располагаются мощности галититовых формаций, отвечающих более полному развитию галогенеза. Здесь до мощностей < 100 м встречается всего одна точка; от 100 до 200 м — три точки; главная же масса точек располагается между 250 и 700 м; большие мощности (до 1300 м) также встречаются, но реже. Таким образом, *мощности галититовых формаций в целом гораздо выше мощностей формаций ангидритовых.* Что касается формаций калиеносных, то они укладываются в интервал 600—1500 м, т. е. их *мощности в целом явственно больше мощностей формаций галититовых.* Проводя некоторую усредненную кривую, получаем резко выраженный подъем мощностей формаций от ангидритовой их группы к калийной. Но мощности формаций, как известно, являются отображением интенсивностей прогибания седиментационной котловины в процессе накопления в ней осадков. Диаграмма доказывает, следовательно, что галогенный процесс быстро обрывался в бассейнах со слабо прогибавшимся дном (I группа), был более полным в бассейнах с более подвижным дном (II группа) и достигал настоящей полноты в водоемах с наиболее интенсивно прогибавшимся дном.

Суммируя сказанное, получаем, что для полного развития галогенеза в морских солеродных бассейнах было необходимо сочетание двух условий: а) длительного и устойчивого сохранения в области пролива тектонического режима, обеспечивавшего солеродному водоему положительный солевой баланс, т. е. преобладание вноса солей над их выносом; б) сохранение котловиной, накапливающей осадок, такой скорости прогибания, которая для каждой стадии галогенеза была бы больше скорости осадкообразования. При несоблюдении какого-либо из этих условий галогенез никогда не



Фиг. 208. Мощности галогенных формаций с разной полнотой галогенного процесса (по данным Ф. Крумбейна, Ф. Лотце, А. А. Иванова и М. П. Фивега).



бывал полным, останавливаясь на какой-либо ранней или промежуточной своей стадии.

Но даже в полно или почти полно развитых формациях мощности отдельных, разных по составу петрографических горизонтов, как указывалось, сильно варьируют, что придает индивидуальный облик каждой частной галогенной формации. Спрашивается, что является причиной таких вариаций состава формаций?

Мне кажется, что причина лежит в характере положительного солевого баланса солеродного водоема. Нужно иметь в виду, что, оставаясь положительным, баланс этот мог сильно варьировать количественно; он мог быть слабо положительным, т. е. с малым избытком поступавших в водоем солей, умеренно положительным — с большим избытком солей, сильно положительным, весьма сильно положительным и т. д. Для хода седиментации количественное значение солевого баланса имело, понятно, существенное значение. При слабо положительном балансе осолонение солеродного бассейна шло медленно, переход от насыщения доломитом к насыщению гипсом, а потом галитом растягивался на очень большие сроки, и это способствовало образованию мощного карбонатного, а потом и сульфатного горизонтов в нижней половине галогенной формации. При сильно и очень сильно положительном солевом балансе последовательное насыщение рапы  $\text{CaSO}_4$ , а потом  $\text{NaCl}$  осуществлялось быстро, и это предопределяло малые мощности карбонатного и сульфатного горизонтов галогенной формации. Само собою разумеется, характер положительного солевого баланса мог изменяться во времени, что порождало новые перемены в мощностях отдельных горизонтов формации. Так, через трансформацию солевого баланса тектонический режим в области пролива контролировал степень развития того или иного петрографического горизонта галогенной формации.

Так раскрываются новые, весьма тонкие, но принципиально существенные детали механизма возникновения галогенных формаций и, в частности, соотношения в этом механизме между физико-химическим и тектоническим фактором. Можно сказать, что *физико-химический фактор определял общее направление галогенного процесса и его стадии, заложенные в неодинаковой растворимости различных солевых компонентов рапы. Тектонический же фактор контролировал — через солевой баланс в области пролива и через режим погружений котловины бассейна — как полностью галогенного процесса, т. е. стадию, до которой он доходил в данных условиях, так и мощности отдельных горизонтов галогенной формации.* Нельзя не удивляться яркости и силе воздействия тектонического режима на такой, казалось бы, чисто физико-химический процесс, каким является галогенез. И все же сказанным широта этого воздействия еще не исчерпывается. Новые проявления его мы еще увидим ниже.

#### 4. ЦИКЛИЧЕСКОЕ СЛОЖЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕХАНИЗМ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ

Характерную черту строения галогенных формаций на вертикальных разрезах составляет наличие разнообразнейшей цикличности в сочетаниях пород, проявляющейся как в неоднократном повторении крупных их пачек (макроциклы), так и в тонком и тончайшем переслаивании пород (микроциклы).

Как правило, галогенные формации состоят из трех свит: *подстимулирующей* (подсоляной) *свиты*, образованной глинисто-карбонатно-ангидридовыми породами; соленость бассейна в это время отвечала последовательно насыщению доломитом и сульфатами кальция; *соляной свиты*, когда садились галит и калийные соли; концентрация рассола была боль-

шой (<25%), вплоть до эвтонической; и *надсоляной свиты*, соответствующей периоду общего опреснения, когда формировались ангидриты и карбонатно-глинистые породы, накрывающие солевые пласты. Подсоляная, соляная и надсоляная свиты в своей совокупности образуют, по М. П. Фивегу, законченный цикл первого порядка в развитии осолоняющихся водоемов. В большинстве месторождений выделяется по несколько таких полных циклов первого порядка. Так, соленосная формация нижнего кембрия Сибирской платформы состоит из трех циклов: усольского, бельского и ангарского, полесская — из двух и т. д.

Каждая из свит распадается далее на циклы второго порядка. Для нижних частей подсоляемых свит характерно чередование карбонатных глин с мергелями и доломитами; для верхних частей этих же свит — чередование глин и карбонатных пород с ангидритами. В этих макроциклах глинистые прослои отвечают временным опреснениям водоема и заносу в него терригенных частиц; ангидритные — периодам осолонения.

В каменной соли макроцикл построен аналогично: внизу маломощный прослой тонкослоистых ангидритов или содержащих соль карбонатных глин, сверху гораздо более мощный пласт галита с более или менее выраженной годичной слоистостью и перистым галитом в ней. Эти макроциклы, по М. П. Фивегу и А. А. Иванову, выдерживаются в месторождениях на больших площадях, иногда на всей территории развития галитовой толщи, что свидетельствует об удивительном однообразии условий на этой площади. Наличие в основном макроцикла глинистых прослоев свидетельствует, что процесс осадки галита в солеродном бассейне прерывался много раз вследствие разбавления его воды. Разбавляющие воды, распространяясь на поверхности солеродного бассейна, делали невозможным возникновение лодочек галита, т. е. прекращали садку солей на число лет, потребное для испарения всей притекшей воды.

Наиболее сложно, однако, строение калийных горизонтов. «Набор слоев ритмопачек Верхнекамского месторождения, — пишет М. П. Фивег (1955), — ... начинается прослоем соляной глины (5—10 см). Несмотря на сравнительно небольшую мощность, эти прослои отмечают относительно длительный этап разбавления, в течение которого верхний слой воды солеродного бассейна доводится до состояния насыщения по хлористому натрию. Выше располагается слой каменной соли (2—4 м), в течение срока формирования которого (25—60 лет) верхние горизонты вод солеродных бассейнов насыщаются калийными солями. Ритм завершается сезонной садкой калийных солей, т. е. образованием слоя калийных пород (1,5—12 м). Общая длительность описанного ритма 100—170 лет. Следует обратить внимание на то, что при формировании наиболее мощных слоев калийных пород (в ритме. — *Н. С.*) садка калийных минералов не происходила в течение всего срока осадконакопления, а обычно ритмично прерывалась на 5—15 лет. Например, красный второй пласт (Кр. II) состоит из семи слоев. Нечетные представлены сильвинитом, а четные — каменной солью. Такие же многолетние прослои без калийных минералов известны в горизонтах *В* и *Г* Верхнекамского месторождения, на Стассфуртском месторождении и на многих других. Галитовые прослои остаются и не меняют своего положения в разрезе при замене карналлитовой породы сильвинитом. Поэтому они везде используются как маркирующие при синхронизации отдельных горизонтов калийных пород» (Фивег, 1955, стр. 7—8).

Итак, длительное прогрессирующее осолонение как современных, так и древних водоемов представляло собою необычайно сложный и пульсировавший процесс, включавший в себя бесчисленные опреснения концентрирующихся рассолов водами, питавшими бассейн; при этом сами опреснения были не только кратковременными, сезонными, но и более длительными, обнимавшими десятки, а иногда и сотни лет.

При истолковании механизма, обусловившего многообразное циклическое строение галогенных формаций, напомним, что связь между морским солеродным бассейном и открытым морем осуществлялась с помощью течений противоположного направления: поверхностного — из моря в залив, приносящего в последний воду и соли, и донного — из залива в море, выводящего обратно часть воды и солей. В зависимости от глубины пролива и других условий количественные соотношения между приносящим и выносящим течением колебались весьма значительно, соответственно чему итог работы этой гидродинамической системы оказывался резко разным.

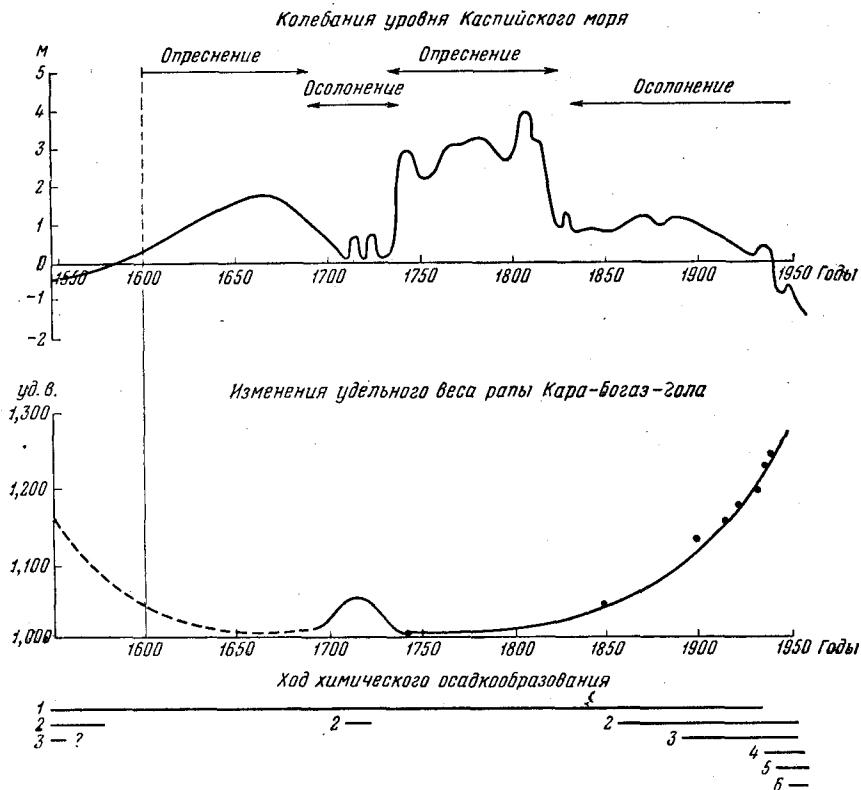
Принципиально следует различать три случая: а) приход солей в море был строго равен расходу, т. е. обратному выносу в океан; б) приход более или менее значительно превосходил расход; в) приход был меньше расхода. В первом случае солеродный водоем длительно сохранял одну и ту же соленость, осаждая одни и те же осадки и накопляя, благодаря непрерывно идущему тектоническому погружению дна, более или менее мощные толщи весьма однообразных отложений, например — карбонатных илов, гипсов и т. д. Во втором случае солеродный бассейн постепенно осолонялся и переходил от одной стадии седиментации (например, глинисто-карбонатной) к другой, более высокой — сульфатной, хлоридной; при длительности процесса возникал более или менее завершённый галогенный цикл обычного строения. В третьем случае началось опреснение солеродного бассейна и обратный ход галогенной седиментации — от более высоких ступеней осолонения к более низким.

Фактором, вызывавшим изменения гидродинамического режима в области пролива, являлся в подавляющем большинстве случаев тектонический режим. При усилении нисходящих движений земной коры пролив расширялся и углублялся, выносящее течение усиливалось, соляной бассейн быстро дренировался, соленость его резко падала и собственно галогенная седиментация прекращалась. Восходящие движения действовали в обратном направлении: они сужали проток, делали его более мелким, нижнее выносящее течение тем самым отжималось до полного прекращения; в итоге бассейн осолонялся и возникало галогенное осадкообразование.

Этот механизм чередования нисходящих и восходящих движений земной коры в области пролива с неизбежностью вызывал появление серии типичных макроциклов, каждый из которых начинался отложениями стадии сравнительно малой минерализации рассолов, кончался же осадками стадии более или менее высокого осолонения.

Имелись, однако, и чисто экзогенные факторы, вызывавшие порою макроциклическое строение морских галогенных отложений. Один из них заключается в климатически обусловленных колебаниях уровня материнского бассейна, что сейчас же отзывается на питании связанного с ним солеродного водоема. Классическим примером является современный Каспий (фиг. 209). Как уже указывалось (часть II, гл. I), с 30-х годов XX века идет прогрессирующее падение уровня Каспийского моря. Это обстоятельство вызвало обмеление пролива, соединяющего его с Каспием, и резкое падение количества воды, ежегодно поступающей в залив — с  $23 \text{ км}^3$  до (приблизительно)  $7-9 \text{ км}^3$ . Недостаток поступающей влаги стал компенсироваться усиленным испарением водной массы самого Кара-Богаз-Гола, в результате чего в сороковые годы текущего столетия соленость рапы ежегодно увеличивалась на  $1-1,5\%$ . Осолонение быстро привело рапу к состоянию насыщения  $\text{NaCl}$ , и началась садка галита. В XIV—XVIII веках, напротив, уровень Каспия, из-за усиленного стока речных вод, т. е. эпизодического увлажнения климата, был очень высоким, настолько, что вода заведомо переливалась через пониженные части кос, отделяющих Кара-Богаз-Гол от моря. Это с неизбежностью должно

было вызвать опреснение залива и отложение в нем терригенно-карбонатных илов. Следы такого опреснения улавливаются еще в начале XIX века, на что впервые указал А. И. Михалевский (1932). Таким образом, здесь четко выраженный макроцикл обусловлен чисто экзогенными, в конечном счете климатическими влияниями.



Фиг. 209. Изменения солености и осадконакопления в Кара-Богаз-Голе за историческое время.

1 — кальцит; 2 — гипс (и  $MgCO_3$ ); 3 — мирабилит; 4 — галит; 5 — астраханит; 6 — эпсомит.

Указывая этот экзогенный механизм возникновения макроциклов в галогенных формациях, следует подчеркнуть, что он проявлялся в прошлом, вероятно, достаточно редко, лишь в заливах крупных замкнутых водоемов типа современного Каспия, которые сами были явлением не частым. Заливы неогеновых морей Крымско-Кавказской области, возможно были ареной экзогенного ритмообразования.

## 5. ОБ АБСОЛЮТНЫХ СКОРОСТЯХ НАКОПЛЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И СВЯЗИ ИХ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

После установления на современных осадках и древних формациях абсолютных скоростей годичного осадконакопления неоднократно делались попытки выяснить абсолютную длительность становления галогенных формаций. Не ставя себе задачей дать исчерпывающую сводку таких хронологических оценок, приведем лишь некоторые из них, тем более что сущность выявляющейся картины имеет не частное, но вполне общее значение.

Хороший пример дает расчет абсолютной длительности возникновения верхнекамской галогенной формации, сделанный А. А. Ивановым (1953, 1960) и М. П. Фивегом (1954).

По данным первого исследователя, время формирования глинисто-ангидритовой толщи (мощностью около 380 м) составляет 150—200 тыс. лет; подстилающей каменной соли (мощностью 250—300 м) — всего 13,5—15 тыс. лет; зоны калийных солей (мощностью 100—110 м) — 1,5—2 тыс. лет; покрывающей каменной соли — 0,4—0,6 тыс. лет. Итого общая продолжительность образования галогенной формации укладывается в 165—217 тыс. лет, причем на долю глинисто-ангидритовой толщи приходится 150—200 тыс. лет, а на долю всей толщи солей — всего 15—17 тыс. лет; накопление солей, следовательно, шло в 10—14 раз быстрее, чем нижележащей глинисто-ангидритовой толщи.

Длительность накопления стассфуртской формации (по Фивегу) определяется так. Если принять (по Рихтеру-Бернбургу) длительность накопления 1 м пахучего доломита в 20 тыс. лет, а битуминозного тонкослоистого ангидрита в 2 тыс. лет, то вся нижняя подсолевая часть стассфуртской формацией возникла за 108 тыс. лет ( $20\ 000 \times 5 + 2000 \times 4$ ). Длительность же накопления солей оценивается приблизительно в 10 тыс. лет ( $20 \times 500$ ) Здесь, следовательно, опять ускорение садки галита по сравнению с подстилающими породами приблизительно 10—11-кратное.

Такие же соотношения получаются при расчетах длительности накопления других галогенных формаций.

Итак, *выделяются два кардинальных факта: 1) общая быстрота накопления даже мощных и очень мощных галогенных морских формаций; 2) особенно быстрые темпы осадкообразования на высоких стадиях галогенеза.*

И то и другое обстоятельство лишний раз доказывает, что *накопление галогенных отложений действительно происходило только в синеклизах и в депрессиях, отличавшихся большой скоростью погружения.* Но как оценивать резкое ускорение седиментации на высоких ступенях галогенеза? Означает ли оно, что здесь имеется реальное кратковременное резкое ускорение тектонических движений? Или же погружения уже изначально были максимально быстрыми? Если верно второе предположение, тогда, очевидно, за длительный период формирования базальных членов каждой формации (доломитов, глинистых ангидритов) должна была возникнуть огромная депрессия, позже заполненная солями. Мы можем прикинуть приблизительно, какой должна быть глубина депрессии, если скорость прогибания дна ее изначально была такой же, как скорость в период накопления галититов и калиевых солей. Учитывая, что солевые горизонты накаплиются в 10—14 раз скорее, чем подстилающие глинисто-карбонатно-ангидритовые, и что мощность подсолевой свиты в Соликамском месторождении приблизительно 380 м, получаем, что глубина дна депрессии при условно принятой скорости прогибания должна составлять 3800 ( $380 \times 10$ ) или даже 5320 м ( $380 \times 14$ ), т. е. от 4 до 5 км. *Эта цифра столь не вяжется со всей последующей историей впадины и даже с историей накопления калийных солей в ней же, что безусловно должна быть отброшена, как фантастическая, тем более что в самой глинисто-ангидритовой толще нет даже намека на ее большую глубоководность.* Таким образом, совершенно исключается вариант, согласно которому при образовании Верхнекамского месторождения скорости прогибания впадины изначально были те же, что в момент формирования солевой толщи. Это означает, что в ходе галогенного осадконакопления реальные темпы прогибания менялись; медленные вначале, они становились все быстрее в последующее время. Именно это и создало ситуацию, при которой, согласно вышеизложенному, стало возможным полное развитие галогенеза. Без ускорения прогибания галогенез оборвался бы на одной из ранних своих ступеней.

Мы можем теперь несколько иначе, чем раньше, сформулировать тектонические условия, необходимые для развития галогенеза, особенно его полноразвитой формы. Галогенез вообще развивался лишь в тех депрессиях (прогибах, синеклизах), которые отличались быстрым прогибанием дна. Полное же развитие галогенеза становилось возможным только в депрессиях, темп погружения которых за короткие сроки мог резко меняться и достигать до очень высоких величин. Эти моменты ускорения и отвечали периодам формирования соляных фаз высоких и конечных стадий галогенеза. С этой точки зрения петрографические изменения галогенных формаций по вертикали являются как бы каменной записью изменений темпов погружения депрессий (прогибов, синеклиз).

Описанная в главе II история галогенной формации  $Sp_1$  Сибирской платформы с большой отчетливостью демонстрирует именно такой, все ускоряющийся ход прогибания Иркутского амфитеатра по мере того, как мы переходим от ушаковской к среднемотской и галогенной усольской свитам.

Естественно встает вопрос: является ли такая переменность во времени темпов движения специфической особенностью депрессий именно аридных зон? Или она свойственна также депрессиям и другим климатических областей? Почему тогда она там не улавливается?

На эти вопросы ответ ясен. Изменчивость темпов (и часто в короткие сроки) есть несомненно общее свойство тектонических движений всех видов тектонических структур и под всеми широтами. Если мы не улавливаем этого явления в депрессиях гумидных зон, то единственно потому, что в этих зонах отсутствуют нужные породы-индикаторы: *состав гумидных пород ничего не говорит об абсолютных скоростях их накопления. В аридных зонах, напротив, состав разных пород однозначно связан со скоростями их накопления.* Это и делает галогенные породы индикаторами темпов погружений, а вертикальный разрез галогенных формаций каменной записью скоростей прогибания породивших их депрессий.

---

Изучение современного галогенеза весьма подробно познакомило нас с физико-химией галогенного процесса, но ничего почти не открыло относительно влияния на него тектонического фактора. Разбор строения и состава древних галогенных формаций, напротив, позволил выявить разнообразное и очень тонкое воздействие именно тектонических движений на галогенное осадкообразование. Так сочетание наблюдений над современными и древними отложениями позволяет гораздо подробнее, глубже и многосторонне познать галогенный процесс как природное явление, чем это было бы возможно при ограничении какой-либо одной категорией объектов. Этот простой и как будто сам собой разумеющийся вывод, многократно полученный и на других объектах, к сожалению, слишком часто забывается или упускается из виду прямолинейными противниками сравнительно-литологического метода, понятно, в ущерб успешному развитию науки.

---

## Глава V

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Выяснение фациальных типов галогенных формаций является необходимым предварительным условием для того, чтобы обратиться к главной задаче этой части работы: *выявлению закономерностей вещественного состава пород и их размещения внутри галогенных формаций и внутри древних аридных областей вообще.*

В этой главе мы разберем лишь вещественный состав пород и размещение их внутри формаций, оставляя все остальные вопросы до следующей главы.

#### ***I. О КОРЕННЫХ РАЗЛИЧИЯХ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ***

Первое, что бросается в глаза при рассмотрении вещественного состава галогенных формаций, это резко выраженные различия между континентальной и морской их группами. Отличия эти весьма многосторонни.

Весьма отчетливо проявляются они прежде всего *в неодинаковом количестве обломочного материала, загрязняющего соли.* И в современных и в древних галогенных континентальных отложениях примесь песчано-глинистого материала всегда велика, благодаря чему не только сами соли — галит, глауберит, тенардит и др. — обладают большим нерастворимым в воде остатком, но и возникает часто чередование собственно соляных пород с обломочными, чаще всего алевритами и более или менее песчанистыми глинами. Это делает галогенные континентальные формации по существу терригенно-галогенными.

В морских галогенных формациях дело обстоит существенно иначе. Большая примесь терригенного материала характерна лишь для некоторых из них, а именно для лагунных и тех заливных, которые приурочены к небольшим водоемам карабогазского или виррильского типа (Рейнский грабен, Прикарпатье). У формаций, возникших в крупных заливах, а тем более в краевых зонах эпиконтинентальных морей и в огромных, внутриконтинентальных морях, обломочный материал локализован лишь по периферии формации, часто лишь по одному какому-либо ее краю, отсутствуя практически в остальной, подавляющей по массе, части формации. Здесь галогенные породы отличаются большой чистотой и содержат обломочные компоненты обычно в десятых долях процента, не свыше 1—3%; исключения единичны (Старобинское месторождение). Еще большие от-

личия континентальных и морских формаций обнаруживаются в вещественном составе твердых солевых фаз.

Судя по современному континентальному галогенезу и его древним аналогам, в составе же континентальных галогенных отложений присутствуют накопления соды, гейлюсита, термонатрита, нортупита, беркеита и других минералов, возникших в водоемах содового типа. В морских галогенных формациях эти минералы отсутствуют полностью. Широким распространением в составе континентальных формаций пользуются сульфаты кальция и натрия, реже магнезия, в виде гипса, глауберита, тенардита, мирабилита, астраханита. В морских формациях из этого списка широко распространенным минералом оказывается лишь гипс или ангидрит, его замещающий; все прочие минералы очень редки и встречаются лишь в единичных месторождениях так называемой сульфатной морской ветви, т. е. вообще обогащенных сульфатным материалом. В то же время в составе совершенно подавляющего большинства континентальных галогенных формаций полностью отсутствуют накопления сильвина, карналлита, каинита, бисофита и других двойных солей хлоридов и сульфатов К и Mg. Между тем, в составе морских формаций накопления калий-магниевого хлоридов и сульфатов достаточно распространены и мощны. А. А. Ивановым (1959) подсчитано, что они присутствуют в 26 месторождениях, причем совокупные запасы  $K_2O$  в них достигают примерно 50—70 млрд. т. Единственным минералом, широко распространенным как в континентальных, так и в морских галогенных формациях, является галит, который и служит, так сказать, связующим звеном между ними.

Из этой характеристики твердых солевых фаз континентальных и морских галогенных отложений явствует, что *по вещественному составу своему они являются как бы дополнениями одни по отношению к другим и в известной мере могут рассматриваться как антиноды.*

Все эти различия вещественного состава континентальных и морских формаций отнюдь не случайны, но целиком предопределяются их фациальной природой.

Чтобы понять, почему формации континентального типа всегда столь обогащены обломочным материалом, а формации морские, как правило, ими бедны, необходимо иметь в виду следующие два обстоятельства.

1. Континентальные галогенные формации, насколько они известны сейчас, представляют собою небольшие по площади, порою совсем миниатюрные образования, площадь которых измеряется десятками, в лучшем случае первыми сотнями квадратных километров. Это означает, что они возникли в небольших, а порою и в совсем ничтожных водоемах, занимавших соответственно незначительные депрессии. Солеобразование в них было связано целиком с подачей воды и растворенных солей реками, которые при этом всегда и неизбежно несли также и взвешенный обломочный материал, осаждавшийся совместно с растворенным и загрязнявший его в большей или меньшей степени. При этом, поскольку солеобразующие водоемы были малы, обломочный материал в них садился не только по периферии, но и в их центре, т. е. загрязнение солей было общим во всех частях формаций, хотя и неодинаково сильным. Большая скорость галогенной седиментации, особенно на галититовой стадии, в известной мере содействовала самоочищению солей от терригенной примеси, но все же эффективность этого контрпроцесса была ограниченной и не уничтожала совсем загрязненности галогенных отложений, гораздо более высокой сравнительно с тем, что наблюдается при галогенезе морском.

2. Своеобразно действовало усиленное питание озерного бассейна водой. Оно, вообще говоря, несомненно способствовало более энергичному протеканию галогенеза. В условиях аридных зон, однако, усиленный приток



речных вод мог возникнуть лишь за счет возвышенностей, окружавших котловину бассейна: чем они были выше и больше по площади, тем больше и водный сток; аналогичные соотношения имели место и тогда, когда вода поступала из соседних по горизонтали гумидных зон. Но увеличение стока речной воды и солей неизбежно по законам денудации (см. том I, гл. I) приводило и к усиленному же поступлению обломочного материала. Таким образом, условия водного питания озерных водоемов аридных зон самым существом своим уже предопределяли неизбежное загрязнение солей обломочным материалом. Вот почему насыщенность галогенных формаций континентального типа обломочным материалом, или их терригенно-галогенный характер, является неотъемлемой особенностью этих формаций, их коренным фациально-генетическим признаком.

Существенно иначе складывались обстоятельства при образовании формаций морских.

Эти формации всегда несравненно крупнее. Многими сотнями и тысячами квадратных километров измеряются лишь самые маленькие из них, обычно же это тела в десятки и сотни тысяч, а нередко и миллионы квадратных километров. Так, палеогеновая формация Рейнского грабена распространена на площади в несколько тысяч квадратных километров; мичиганская соленосная формация — на 500 000 км<sup>2</sup>; раннеживетская сульфатно-карбонатная формация в Московской синеклизе — примерно на 700 000 км<sup>2</sup>, стассфуртская толща Р<sub>2</sub> в Германской впадине — на 1 000 000 км<sup>2</sup>; кунгурская толща на Русской платформе — на нескольких миллионах квадратных километров и т. д. Разница достаточно наглядная. Все это означает, что водоемы, в которых реализовался морской галогенез, представляли собою огромные водные массивы, во многие сотни и тысячи раз превосходившие соляные озера континентального типа. Резко разным был и характер их питания обломочным материалом. Речной сток, всегда и неизбежно сопряженный с вносом загрязняющего материала, играл в питании солеродных морских бассейнов совершенно подчиненную роль, порою едва уловимую. Подавляющая масса солей поступала из открытого моря или океана и была практически свободна от загрязняющей терригенной мути. Естественно, что галогенные формации морского генезиса, как правило, весьма чисты от загрязняющей терригенной примеси. Последняя приурочена лишь к краевым частям формаций на тех участках их периферии, которые примыкали к гористым берегам и получали значительный приток речных вод. Значительная примесь обломочного компонента свойственна лишь тем морским галогенным формациям, которые отлагались в небольших водоемах среди расчлененного рельефа, каковы, например, некоторые лагунные формации, а также формации узких длинных заливов, лежавших в соответственных депрессиях передовых прогибов и краевых частей геосинклинальных зон, иногда, впрочем, и на платформах (нижнемиоценовый бассейн Предкарпатья, Рейнский грабен, Тувинская котловина, Нахичеванская котловина и др.). В огромных же солеродных морях и в краевых частях открытых морей, если даже они локально и получали много терригенного материала (например, в нижнепермских бассейнах Русской платформы), последний, распределяясь на колоссальной площади солеродного бассейна, давал лишь ничтожное загрязнение солевых фаз на большей части площади их развития.

Нетрудно понять также причины существенных различий минералогического состава континентальных и морских галогенных формаций.

Как было показано во второй части этой монографии, гидрохимические типы внутриконтинентальных озер аридной зоны отличаются весьма значительным разнообразием, обнимая содовые, сульфатные и хлоридные водоемы, причем внутри содового и сульфатного типов можно различить по крайней мере по три подтипа. Это обстоятельство обуславливает не

только большое разнообразие твердых солевых фаз, но и появление среди них специфических групп, таких, как сода и ряд минералов, включающих в свой состав  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , а также тенардит (мирабилит) и двойные соли, включающие в свой состав  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (глауберит, астраханит). Вместе с тем, поскольку питание континентальных озер осуществлялось пресной водой, поступавшей из соседних по горизонтали и вертикали гумидных областей и содержащей лишь ничтожные количества калия, естественно, что калийные соли за все время существования озерных водоемов не успевали достичь таких концентраций, какие обеспечивали бы сколько-нибудь заметное накопление их в озерных осадках. В подавляющем большинстве случаев калийные соли не осаждались здесь совсем. И только в тех озерных водоемах, которые отличались огромными размерами и длительным существованием, как в Цайдамской впадине, калиевые соли иногда все же накапливались, но в весьма ограниченных количествах. Тормозящее действие на концентрирование калия в рапе оказывает, вероятно, его поглощение мицеллами глинистых минералов.

Морская вода, питавшая бассейны, в которых возникали галогенные формации морского типа, во все послепротерозойские времена была довольно однообразна по гидрохимическому характеру, принадлежала к группе II в нашей классификации. В ходе осолонения она обычно несколько метаморфизовалась то теряя  $\text{MgSO}_4$ , то обогащаясь им; но эти изменения были в общем второстепенны и влияли на вещественный состав соляных осадков в гораздо меньшей степени, чем изменения гидрохимических типов внутриконтинентальных соляных озер. Отсюда гораздо большая цельность вещественного состава морских галогенных формаций и отсутствие в них таких специфических минералов, как сода, и производных от  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (термонарит, беркеит и др.), тенардит и производные от  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . В то же время морская вода, питавшая осолонявшиеся морские водоемы, содержала в себе в сотни раз большие концентрации калиевых солей и  $\text{MgSO}_4$  сравнительно с водой речной. Это обстоятельство приводило к тому, что рапа водоемов морского генезиса довольно часто вступала в фазу насыщения калиевыми и магниевыми солями и последние накапливались в составе галогенных формаций, образуя калиеносные горизонты. Галогенез морской оказывался гораздо более полным сравнительно с галогенезом озерным.

Так, разный состав исходной, питавшей галогенную седиментацию, воды неизбежно приводил к радикально разному вещественному составу галогенных формаций.

Из сказанного видно, что *коренные различия вещественного состава континентальных и морских галогенных формаций, как в части их солевых фаз, так и загрязняющего обломочного материала, являются глубоко закономерными и целиком коренятся в их разной фациальной природе.*

## **II. МАКРОКОМПОНЕНТЫ МОРСКИХ АРИДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ ГЕНЕЗИС**

В аридных формациях, как и в гумидных, следует различать главные формациеобразующие компоненты, т. е. породы, слагающие остов формационного комплекса, и микрокомпоненты — породы аксессуарные, вкрапленные среди первых и придающие формации ряд характерных, а порою и важных практически деталей.

Макрокомпонентами в морских формациях являются карбонатные и сульфатные породы — ангидриты и гипсы, галититы, разнообразные калийсодержащие породы — сильвиновые, карналлитовые, каинитовые и пр., а также смешанные терригенно-солевые породы. Аксессуарные компоненты представлены карбонатными минералами в соляных породах, а также соединениями стронция, фтора, брома, йода, бора, железа, мар-

ганца, фосфора, малых элементов (V, Cr, Co, Ni, Cu и пр.) и органическим веществом, рассеянным во всех породах. Рассмотрим ближе вещественный состав всех этих компонентов галогенных формаций и физико-химический механизм их накопления.

## 1. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

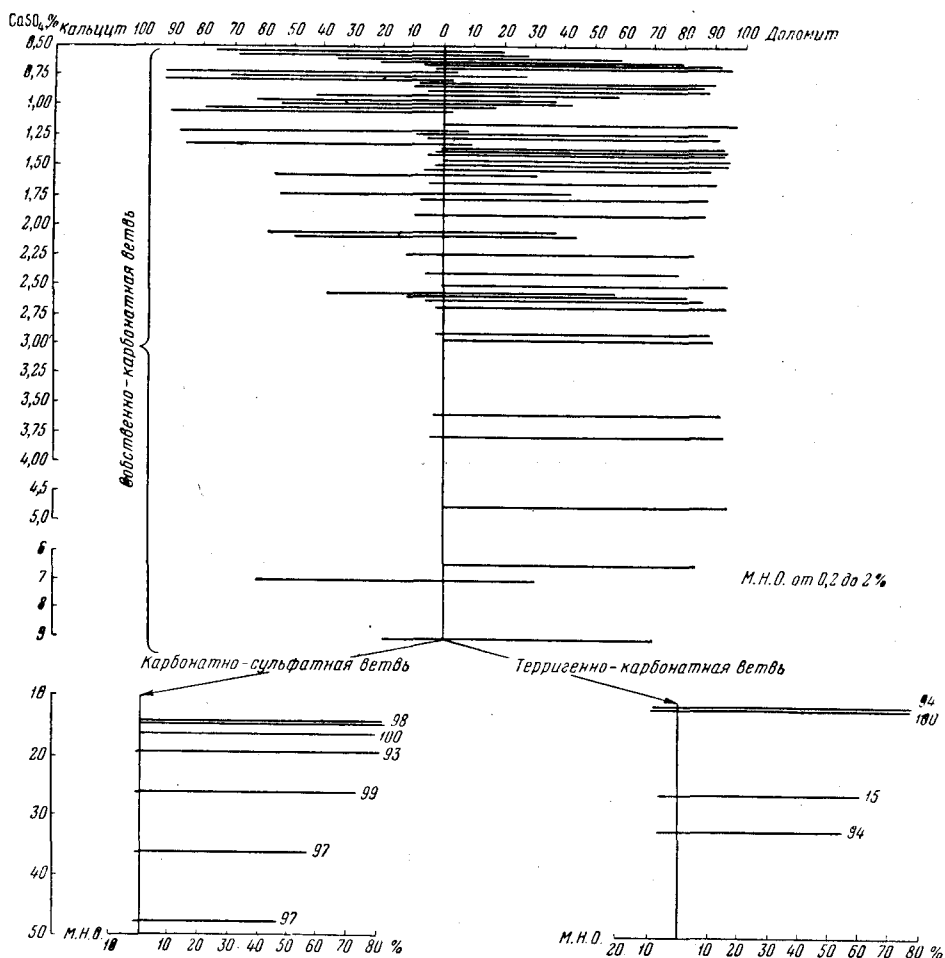
Карбонатные породы являются обязательным макрокомпонентом морских галогенных формаций. Они подстилают более или менее значительной толщей собственно галогенные отложения, переслаиваются с ними, замещают их по простиранию и перекрывают их.

В период формирования галогенных осадков—гипсов, солей — карбонатные породы локализуются у места втока питающих бассейнов вод, а также по периферии бассейнов, являясь наиболее фациально прибрежными осадками; обогащаясь терригенным материалом, они в этой области нередко переходят в мергели и карбонатные глины. Такой характер локализации карбонатных пород можно наблюдать у всех галогенных формаций, строение которых сколько-нибудь подробно выяснено. В частности, оно прекрасно видно в Мичиганском соленосном бассейне, в цехштейновых формациях Германии, в кунгурских и сакмарско-артинских отложениях Русской платформы, в данково-лебедянских отложениях Московской синеклизы, в соленосных формациях Сибирской платформы, в виллистонской галогенной формации  $D_2$  Америки и других. В моменты общего рассолонения солеродного водоема и исчезновения в его центральных частях галогенных отложений карбонатные породы занимают их места и являются пелагическим типом осадков.

По вещественному составу карбонатные породы, изучавшиеся автором на примере кунгура Ишимбаевского Приуралья (Страхов и Цветков, 1945), распадаются на три отчетливо различающиеся ветви: а) *собственно карбонатную*, в которой примесь глинистого компонента составляет  $< 5\%$ ; б) *карбонатно-сульфатную*, содержащую кроме карбонатов еще некоторое количество гипса или ангидрита; в) *терригенно-карбонатную* со значительной примесью глинистого материала. Химико-минералогическая характеристика всех трех ветвей дана в табл. 38 и изображена для наглядности на фиг. 210. Рассмотрение карбонатной группы начнем с ее центральной — собственно карбонатной ветви.

Ее слагают более или менее значительно доломитизированные известняки, известковые и нормальные доломиты. Первые две группы являются характерными пятнистыми породами, в которых крупные и мелкие прихотливых очертаний пятна доломита перемежаются с пятнами чистого известняка. Это обычный тип седиментационно-диагенетических доломитов, описанных в первой части (гл. III этого тома). Нормальные доломиты массивны, микрозернисты, обычно более или менее отчетливо микрослоисты, иногда имеют оолитовую структуру. Локализация разных по вещественному составу карбонатных пород внутри галогенной формации строго закономерна. Эти закономерности прекрасно видны, например, на карте известковистости карбонатных пород, составленной Бриггсом для Мичиганского бассейна (см. фиг. 152).

Наибольшей известковистостью отличаются карбонатные осадки у места втока в солеродный водоем слабо минерализованных морских и речных вод; здесь развиты пятнистые известковистые доломиты и доломитизированные известняки. С удалением от места втока известковистость падает, и распространены нормальные доломиты, иногда сульфатизированные. Если втекавший в солеродный водоем поток был мощным и распространял свое воздействие далеко внутрь бассейна, это сказывалось большим языком сильно известковистых карбонатных пород, как это и было, например, в Мичиганском бассейне. Аналогичные языки видны на кар-



Фиг. 210. Состав карбонатных пород галогенных формаций (на примере кунгура Ишимбаевского Приуралья).

Цифры справа от прямых указывают степень доломитности карбонатов (в %); М. Н. О. — минеральный нерастворимый остаток.

тах данково-лебединской формации (фиг. 169—172), а также ангарского и бельского макроритмов соленосной формации  $\text{См}_1$  (фиг. 179—180) Сибирской платформы. При резко выраженном одностороннем питании солеродного бассейна вещественный состав карбонатных пород меняется резко асимметрично: эти породы сильно известковисты у места втока слабо минерализованных вод и нормально-доломитовые и даже сульфатно-доломитовые на участках, противоположных месту втока. Такая локализация отчетливо видна, например, в данково-лебединской формации Московской синеклизы, а также в нижнекембрийской соленосной формации Сибирской платформы. У мористого борта в обеих формациях, кроме доломитов, много известняков и пятнистых известковистых доломитов; у противоположного прибрежного края — нормальные доломиты, порою сульфатизированные.

Карбонатные породы являются единственными в галогенных формациях, которые порою несут в себе органические остатки. Наиболее часто в них встречаются водоросли разнообразных групп, дающие то микровключения, то макронакопления типа рифов, а также фораминиферы, мшанки, гастроподы, пелециподы, наутилоидеи. Обычно эти формы

Вещественный состав карбо

| Местонахождение образца   | Нераствори-<br>мый остаток | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NaCl |
|---|----------------------------|-------------------------------|------|
| <i>Базальная западная толща</i>   |                            |                               |      |
| Скв. 5/11, глуб. 536,7—548,2 м . . . . .  | 1,64                       | 0,44                          | 0,16 |
| » 7/11 » 493—504 м . . . . .  | 0,24                       | 0,20                          | —    |
| » 6/11 » 549,3—555,9 м . . . . .  | 1,25                       | 0,09                          | 1,06 |
| Рязановка 2 » 581,6 м . . . . .   | 0,13                       | 0,05                          | —    |
| » » 601 м . . . . .   | 0,21                       | 0,07                          | —    |
| » » 606—614,5 м . . . . .   | 0,40                       | 0,19                          | —    |
| Скв. 5/11 » 567—578 м . . . . .   | 0,57                       | 0,09                          | 1,29 |
| » 5/11 » 519,9—528,5 м . . . . .  | 0,10                       | 0,04                          | 1,40 |
| » 5/11 » 528,5—536,7 м . . . . .  | 0,46                       | 0,16                          | 1,78 |
| » 5/11 » 536,7—547,2 м . . . . .  | 0,18                       | —                             | 2,52 |
| <i>Пласты среди ангидритовой и соленосной толщи</i>                             |                            |                               |      |
| Скв. 5/11, глуб. 409,6—411,9 м . . . . .  | 0,74                       | 0,18                          | 0,59 |
| » 10/20 » 1043—1052 м . . . . .   | 1,01                       | —                             | 0,24 |
| <i>Пласты среди терригенной и сульфатной толщи по восточной окраине кунгура</i> |                            |                               |      |
| Тимашевка, верхний кунгур . . . . .   | 6,02                       | 1,80                          | Нет  |
| » » » . . . . .   | 3,46                       | 1,62                          | »    |
| » низы кунгура . . . . .  | 18,20                      | 2,86                          | »    |
| » » » . . . . .   | 0,64                       | 0,16                          | »    |
| Ангидритные   |                            |                               |      |
| <i>Базальная западная пачка</i>   |                            |                               |      |
| Рязановка 1, глуб. 546 м . . . . .  | 0,42                       | 0,09                          | —    |
| » 2 » 571—584 м . . . . .   | 0,23                       | 0,04                          | —    |
| Скв. 7/11 » 481—493 м . . . . .   | 2,36                       | 0,64                          | —    |
| » 5/11 » 512—518 м . . . . .  | 6,24                       | 0,12                          | 0,23 |
| » 5/11 » 480—492 м . . . . .  | 1,28                       | 0,22                          | 1,53 |
| <i>Ангидритная толща западной окраины кунгура</i>                               |                            |                               |      |
| Скв. 3/4, глуб. 466—484 м . . . . .   | 5,73                       | 0,98                          | 0,86 |
| » 5/11 » 375,4—383,1 м . . . . .  | 6,46                       | 1,46                          | 1,16 |
| » 3/4 » 593,0—595,7 м . . . . .   | 2,78                       | 2,16                          | 0,71 |
| <i>Ангидритная и соленосная толща центральной части формации</i>                |                            |                               |      |
| Скв. 10/20, глуб. 971—978 м . . . . .   | 5,86                       | —                             | 0,16 |
| » 42/2 » 658,4—663,4 м . . . . .  | 3,26                       | —                             | Сл.  |
| » 10/20 » 1033—1043 м . . . . .   | 2,95                       | 1,35                          | —    |
| Ангидрито-  |                            |                               |      |
| Скв. 3/4, глуб. 527—532 м . . . . .   | 1,30                       | 0,40                          | —    |
| » 3/4 » 527—532 м . . . . .   | 1,78                       | 0,50                          | —    |
| » 3/4 » 542—547 м . . . . .   | 4,52                       | 0,92                          | —    |

Таблица 38

натных пород кунгура (в %)

| CaSO <sub>4</sub>                             | Карбонаты | От суммы карбонатов |         |          | Σ      | Доломит-ность |
|---|-----------|---------------------|---------|----------|--------|---------------|
|   |           | Доломит             | Кальцит | Магнезит |        |               |
| <b>мгитизированные известняки, известняки</b> |           |                     |         |          |        |               |
| 0,77  | 96,75     | 3,04                | 93,71   | Нет      | 99,75  | 3             |
| 1,32  | 97,0      | 9,43                | 87,57   | »        | 98,76  | 9             |
| 0,54  | 96,30     | 20,23               | 76,07   | »        | 99,22  | 20            |
| 2,07  | 97,74     | 38,64               | 59,10   | »        | 99,99  | 39            |
| 2,06  | 98,80     | 43,70               | 55,10   | »        | 101,14 | 44            |
| 2,55  | 97,32     | 58,00               | 39,22   | »        | 100,41 | 59            |
| 0,97  | 96,69     | 42,88               | 54,01   | »        | 100,79 | 43            |
| 0,75  | 98,51     | 90,43               | 8,08    | »        | 100,89 | 91            |
| 0,71  | 96,46     | 86,34               | 10,12   | »        | 99,50  | 90            |
| 1,46  | 94,82     | 94,38               | 0,44    | »        | 98,98  | 99            |
| 0,66  | 96,09     | 83,00               | 19,59   | »        | 98,26  | 86            |
| 0,56  | 96,80     | 5,05                | 93,75   | »        | 97,61  | 3             |
| 1,63  | 59,67     | 29,66               | 58,91   | »        | —      | 33            |
| Сл.   | 85,52     | 84,50               | 11,02   | »        | —      | 88            |
| »   | 77,69     | 7,02                | 70,67   | »        | —      | 9             |
| 1,84  | 96,94     | 87,30               | 9,64    | »        | —      | 90            |
| <b>ДОЛОМИТЫ</b>                               |           |                     |         |          |        |               |
| 14,65   | 83,87     | 82,52               | 1,35    | »        | 99,03  | 98            |
| 6,59  | 92,84     | 39,28               | 53,57   | »        | 99,70  | 40            |
| 13,34   | 76,96     | 74,06               | 2,90    | »        | 93,80  | 96            |
| 18,31   | 80,04     | 69,74               | 5,30    | »        | 94,87  | 93            |
| 1,84  | 90,86     | 89,49               | 4,37    | »        | 95,73  | 98            |
| 5,71  | 89,98     | 82,73               | 3,5     | »        | 99,31  | 97            |
| 10,15   | 76,56     | 76,15               | 0,41    | »        | 95,79  | 99            |
| 2,87  | 87,54     | 87,54               | —       | »        | 96,06  | 100           |
| 26,33   | 62,23     | 61,87               | 56,64   | »        | 94,68  | 15            |
| 17,86   | 75,70     | 71,45               | 4,25    | »        | 96,82  | 95            |
| 2,55  | 90,06     | 83,78               | 6,28    | »        | 96,91  | 93            |
| <b>ДОЛОМИТЫ</b>                               |           |                     |         |          |        |               |
| 48,57   | 46,31     | 45,05               | 1,26    | »        | 96,58  | 97            |
| 36,23   | 57,90     | 56,25               | 1,65    | »        | 96,58  | 97            |
| 31,99   | 54,24     | 51,10               | 3,12    | »        | 94,37  | 94            |

приурочиваются к известнякам и, следовательно, обитали у места втока в солеродный бассейн морских вод, по мере же удаления от этих пунктов и замены известняков все более доломитовыми осадками органический мир беднел, и, наконец, исчезал. Такой характер распределения фауны и флоры прекрасно продемонстрирован В. Г. Махлаевым (1959) на примере данково-лебедянской формации, в которой наиболее богатая и разнообразная фауна обитала в узком проливе у юго-восточного края синеклизы и быстро беднела, а затем и вовсе исчезала по мере продвижения к северу и северо-западу, во внутренние осолоненные части бассейна. Аналогичное распределение фауны можно видеть на картах бельского и ангарского времени.

В таком распределении фауны должна быть подчеркнута одна характерная и для нас важная деталь: *исчезновение биоса происходило медленнее, чем превращение известковых осадков в нормальные хемогенные доломитовые*. В ряде формаций (данково-лебедянской, кунгурской, казанских и др.) можно видеть, что порода стала уже нормальным седиментационным доломитом, тогда как органические остатки в ней, хотя и явно обедненные, с признаками угнетения фауны, еще уцелевают. И только в тех местах бассейна, где садка доломита происходила на фоне резко повышенной солености, органический мир, наконец, исчезал, осадок становился палеонтологически немым. Характерно, что гораздо дольше, чем фауна, осолонение выдерживала флора: водорослевые образования констатируются даже в сульфатизированных доломитах.

Для понимания физико-географических условий в водоемах нахождение перечисленных органических форм, особенно же водорослей, исключительно важно. Оно доказывает, что *солеродные бассейны в местах накопления карбонатных пород были водоемами с малыми глубинами, не свыше 50—70 м, позволявшими свету проникать до дна в количествах, достаточных для развития водорослей*. На мелководность указывают также следы перемываний осадка, трещины высыхания, седиментационные брекчии, которые неизменно обнаруживаются при литологических исследованиях и были описаны В. Г. Махлаевым (1959) и Я. К. Писарчик (1958<sub>1</sub>). Эти образования, впрочем, свойственны главным образом периферическим областям солеродных водоемов, а не их центральных зонам, что и естественно.

Терригенно-карбонатная ветвь обнимает породы, в которых карбонатный материал слагает  $> 50\%$  их общей массы. Сюда относятся глинистые известняки и доломитизированные известняки и мергели. Эта группа карбонатных накоплений тяготеет к периферии галогенных формаций, прибрежным участкам и особенно к тем из них, которые располагались у гористого побережья или вблизи впадавших в водоем речных водотоков. Характерной чертой вещественного состава пород терригенно-карбонатной ветви является резко меняющаяся и в общем низкая степень доломитности карбонатного компонента. Структурно это всегда тонкозернистые породы.

Весьма интересна ветвь сульфатизированных доломитов. Количество сульфатов в них варьирует до долей процента и немногих процентов до десятков их, так что можно обнаружить все переходы от чистых доломитов к чистым сульфатным породам. Оставляя пока в стороне разности, богатые  $\text{CaSO}_4$ , и ограничиваясь только незначительно сульфатизированными, отметим, что формы проявления сульфатов различны. Чаще всего это пластинчатые кристаллы гипса, расположенные по слоистости породы, то единично, то кучками; после их растворения остаются характерные щелевидные пустоты. Наряду с оформленными кристаллами встречаются бесформенные загипсованные участки, пятнистая тонкая импрегнация доломита гипсом, наконец, тонкие прослоечки и линзы гипса. Так как садка гипса из морской воды возможна лишь при достижении над-

донной водой минерализации около 15%, то наличие загипсованных доломитов доказывает, что соленость бассейна в пунктах их возникновения достигала свыше 15%, по крайней мере в отдельные годы или в некоторые испарительные сезоны. Осажденный гипс был вначале распределен в осадке довольно равномерно, диффузно, но затем, в процессе диагенеза, стянулся в отдельные кристаллы, пятна и т. д., образовав современные формы своего нахождения. Таким образом, современный петрографический облик сульфатизированных доломитов возник сложным путем — частью в ходе седиментогенеза, частью же в диагенезе.

Необходимо, однако, иметь в виду еще и другую возможность. Дело в том, что когда начиналась садка гипса из наддонной воды и карбонатные осадки перекрывались сульфатными, сильно минерализованная рапа, обладавшая большим удельным весом, проникала в верхнюю часть доломитовых осадков и могла осаждать в них некоторое, правда, очень небольшое, количество гипса. Его собирательная кристаллизация приводила к образованию по крайней мере некоторых из описанных выше форм сульфатности доломитовых пород. Для оценки роли этого наложенного процесса необходимо иметь в виду, что он мог начаться только после того, как наддонная вода из стадии насыщения доломитом уже перешла в стадию насыщения гипсом и последний стал накапливаться на дне, т. е. одновременно с тем, как создавались возможности подмешивания гипса уже в седиментационном акте. Именно это обстоятельство и делает крайне затруднительным отличить первичную седиментационную сульфатизацию доломитовых пород от вторичной наложенной. Учитывая, однако, крайне ограниченные возможности второго процесса сравнительно с первым, приходится думать, что роль наложенной сульфатизации совершенно второстепенна и даже ничтожна.

## 2. СУЛЬФАТНЫЕ ПОГОДЫ — ГИПСЫ И АНГИДРИТЫ — И ИХ ГЕНЕЗИС

Сульфатные породы — гипсы и ангидриты — являются первыми представителями собственно галогенных пород в морских галогенных формациях и потому мы остановимся на них с некоторыми подробностями. Первое, что здесь заслуживает разбора, это генетические соотношения между гипсовыми и ангидритовыми породами.

Имеются многочисленные и совершенно достоверные доказательства того, что в галогенных формациях гипс вторично развился по ангидриту. Решающими являются три факта. В поверхностных выходах сульфатные породы всегда представлены гипсом, по мере же удаления от этих выходов гипсы во все большей степени сменяются ангидритами. Это наблюдается как при продвижении от стенок речных долин в глубь водоразделов, где массивы сульфатных пород делаются все менее доступными воздействию агентов выветривания, так и при переходе от дневной поверхности в более глубокие горизонты земной коры. Микроскопическое изучение гипсов показывает все переходы к ним от ангидритов и ясные следы замещения ангидридных зерен гипсовыми. В переходной зоне видно, как гипс развивается вначале по трещинкам спайности ангидрита, потом зерно последнего замещается во все большей степени гипсом, затем остаются лишь мельчайшие реликты ангидрита в гипсе и, наконец, он исчезает полностью. В связи с этим нижняя граница гипсов с подстилающей ангидритовой породой имеет прихотливо-неровный вид с ветвистыми углублениями гипса в ангидрит, выступами последнего в гипсовую породу, реликтами ангидрита в последней и т. д. Словом, это типичная картина границы коры выветривания, и, следовательно, гипсы в галогенных морских формациях представляют собою не что иное, как своеобразную кору выветривания ангидритовых пород.



Неоднократно делались попытки определить глубины, на которых начинается гидратация ангидритов. По наблюдениям автора в Ишимбаевском Приуралье, при абсолютных отметках кровли химической толщи выше +150 м ангидриты не встречаются совсем и исключительным распространением пользуются гипсы; от +150 до -450 м встречаются и ангидриты и гипсы, ниже -450 м залегают только ангидриты. Некоторый разброс цифр на диаграмме объясняется неравномерным распределением скважин по площади исследованного района. Но общее тяготение гипсов и ангидритов к двум противоположным элементам поверхности куигура (первых к выступам, вторых к депрессиям) на диаграмме запечатлено очень ярко (Страхов, 1947).

Интересно также, что степень гидратации ангидрита контролируется степенью его нарушенности: чем более дислоцирован и разбит трещинами ангидрит, тем глубже спускается гипсование; поэтому на соляно-тектонических вздутых мощность зоны гипсования достигает 340—700 м; на спокойно же лежащих участках составляет всего 80—170 м (Страхов, 1947). На первых само гипсование идет весьма прихотливым путем — языками, ветвями вглубь; на вторых возникающие гипсы образуют спокойные, более или менее пластообразные тела, имитирующие первичные отложения.

Поскольку гипсы в галогенных формациях возникли вторично за счет гидратации ангидритов, мы будем рассматривать их совместно, ориентируясь на свойства последних.

Сульфатные породы в разных формациях занимают существенно различные места. В формациях недоразвитых, где галогенный процесс остановился на стадии садки  $\text{CaSO}_4$ , сульфатные породы занимают центральные части формационных тел, образуя здесь ряд более или менее мощных пластов, выклинивающихся к периферии и переходящих здесь в доломиты; отделены пласты друг от друга также доломитовыми горизонтами. В галогенных формациях полно развитых, т. е. с солями в их центральных частях, сульфатные породы оттеснены в более периферические области, образуя переходное звено между карбонатными породами и галититами; впрочем, в моменты опреснения, когда садка солей прекращалась, сульфатные породы часто занимали их площадь в центре бассейнов. В целом же площадь развития сульфатных накоплений в составе галогенных формаций всегда меньше площади, занятой породами карбонатными.

Основным компонентом ангидритных пород является  $\text{CaSO}_4$ , к которому примешиваются в большем или меньшем количестве карбонаты Ca и Mg, терригенный материал, а также органическое вещество. По количественным соотношениям этих компонентов выделяются четыре ветви ангидритных пород, тесно связанные друг с другом (Страхов и Цветков, 1945). Первую образуют собственно ангидриты с содержанием  $\text{CaSO}_4 > 95\%$ ; ко второй или доломитно-ангидритной ветви относятся породы с 95—50%  $\text{CaSO}_4$  и значительной примесью доломита. В третью или карбонатно-пелито-ангидритную ветвь объединяются образцы с 95—50%  $\text{CaSO}_4$ , причем примеси распределяются примерно пополам между карбонатным и пелитовым материалом. В четвертой или ангидритно-кlastической ветви (95—50%  $\text{CaSO}_4$ ) основной примесью являются обломочные частицы.

Конкретные составы ангидритных пород разных ветвей показаны в табл. 39 и изображены графически на диаграмме (фиг. 211), которая представляет собою обычную треугольную диаграмму составов, видоизмененную таким образом, чтобы вместить на ней некоторые другие показатели (например, степень доломитности карбонатов, наличие магнетита и др.). Остановимся вкратце на характеристике каждой из четырех ветвей.

В группе *собственно ангидритов* подавляющую массу породы образует ангидрит; карбонатным компонентом является, как правило, нормальный доломит, содержание которого варьирует от следов до 3,48%, кальцит едва улавливается; порою присутствует магнезит ( $MgCO_3$ ); в качестве исключения кальцит и магнезит наблюдаются совместно. По характеру распределения компонентов выделяются ангидриты: массивные, пятнистые и слоистые. Массивные ангидриты представляют собою синеватые, голубые или светло-серые породы, обычно крупно перекристаллизованные, реже мелкозернистые, однородные; по краям куски явственно просвечивают. Крупные кристаллы располагаются спутанно-волокнистыми агрегатами, без всякого порядка, но иногда образуют ясно выраженные звездчатые скопления от 0,75 до 1 см в диаметре.

Карбонаты, в отличие от основной массы  $CaSO_4$ , пелитоморфные с размерами зерен около 0,01 мм; рассеяны в породе диффузно и более или менее равномерно, включаясь обычно в кристаллы ангидрита в виде мельчайшего порошка. В пятнистых голубых и серых ангидритах карбонат сконцентрирован в мелкие (доли сантиметра) бесформенные пятна нередко причудливых очертаний, пронизывающие ангидритную основу. Граница между пятнами и ангидритной массой обычно довольно резкая, но имеются случаи и постепенного перехода между ними. Отсутствие приуроченности пятен к трещинам указывает на их первичное происхождение. Нам представляется, что пятнистость возникла в процессе раннего диагенеза осадка и обязана особому ходу перекристаллизации ангидрита, когда растущие кристаллы  $CaSO_4$  не «заглатывали» мелкодисперсный и более или менее равномерно распределенный карбонат, а раздвигали его в стороны, отчего в некоторых случаях возникали междукристаллические карбонатные кучки и гнезда, придающие породе пятнистый габитус. В слоистых ангидритах карбонаты локализованы в тонких (0,1—0,2 мм) слоечках, разделенных гораздо более толстыми (1—2 мм) слоечками ангидрита; карбонат находится здесь в смеси с тонкой глинистой мутью.

В *ангидрито-карбонатной ветви* содержание карбонатов поднимается до 50% и возникают, таким образом, все постепенные переходы от ангидритов к чисто карбонатным породам. Минералогически обычно главенствует доломит, составляющий от 95 до 100% карбонатов; остальное приходится на кальцит. Магнезит в этой ветви распространен не меньше, чем среди собственно ангидритов, но массы его достигают иногда заметных величин: в породах ишимбаевского кунгура до 10—32%, а в породах Куйбышевского и Саратовского Поволжья даже до 75% (Фролова, 1955, 1959); таким образом, магнезит становится здесь породообразующим минералом, а не примесью. Структурно карбонаты пелитоморфны, не показывая признаков сколько-нибудь выраженной перекристаллизации. Текстурно ангидрито-доломиты и доломито-ангидриты бывают массивные, пятнистые и слоистые, из них пятнистые породы распространены особенно сильно, что и составляет характерную особенность ангидрито-карбонатной ветви.

Прочие две ветви ангидритных пород отличаются от описанных тем, что в составе примесей существенную роль начинает играть терригенный (пелитовый, алевритовый) материал. В связи с такими изменениями состава породы намечаются некоторые изменения карбонатного компонента. С возрастанием массы пелитовых частиц магнезит исчезает, степень же их доломитности становится резко изменчивой и появляются ее значения в 80—66—45% и т. д.

Говоря о карбонатных компонентах ангидритных пород, нельзя не отметить двух фактов, выяснившихся за последнее время. Один из них касается распространения и количественного содержания магнезита. Этот минерал в составе ангидритов был впервые установлен в 1940 г.

Вещественный состав ангид

| Местонахождение образца   | Нераствори-<br>мый остаток | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NaCl |
|---|----------------------------|-------------------------------|------|
| Ан  |                            |                               |      |
| Скв. 6/11, глуб. 371—376 м; голубой массив-<br>ный ангидрит . . . . .               | Сл.                        | Нет                           | Сл.  |
| Скв. 5/11, глуб. 411,9—418,9 м . . . . .  | 0,04                       | »                             | Нет  |
| » 3/4 » 553—558 м; ангидрит с кар-<br>бонатным прожилками . . . . .                 | 0,18                       | »                             | »    |
| Скв. 48/20, глуб. 460 м, то же . . . . .  | 0,42                       | 0,10                          | Сл.  |
| » 48/20 » 479 м » . . . . .   | Сл.                        | Сл.                           | »    |
| » 7/5 » 713—738 м » . . . . .   | 0,64                       | 0,14                          | »    |
| » 10/20 » 738—748 м » . . . . .   | 0,95                       | 0,10                          | Нет  |
| Ангидрито-кар   |                            |                               |      |
| <i>Ангидритные доломиты</i>   |                            |                               |      |
| Скв. 7/5, глуб. 566—567 м; серый ангидрит с<br>карбонатными пятнами . . . . .       | 1,88                       | 0,20                          | Сл.  |
| Скв. 48/20, глуб. 485 м, то же . . . . .  | 0,88                       | Нет                           | »    |
| » 48/20 » 548 м » . . . . .   | 1,10                       | 0,56                          | Нет  |
| » 42/2 » 157—180 м » . . . . .  | 0,35                       | 0,05                          | Сл.  |
| » 5/11 » 346—349,5 м » . . . . .  | 1,72                       | 0,26                          | Нет  |
| » 10/20 » 588 м » . . . . .   | 1,60                       | 0,36                          | —    |
| <i>Доломито-ангидриты</i>   |                            |                               |      |
| Скв. 5/11, глуб. 464,5—472,9 м; тонкие пере-<br>слои ангидрита и доломита . . . . . | 0,48                       | 0,44                          | 0,31 |
| Скв. 7/5, глуб. 464,5—476,2 м; серый пятни-<br>стый ангидрит . . . . .              | 3,48                       | 1,08                          | 0,16 |
| Скв. 7/5, глуб. 544,7—552 м, серый пятнистый<br>ангидрит . . . . .                  | 3,25                       | 0,15                          | Сл.  |
| Скв. 74/3, глуб. 162—170 м; серый массивный<br>ангидрит . . . . .                   | 0,98                       | 0,26                          | »    |
| Ангидрито-доломито-   |                            |                               |      |
| Скв. 28/20, глуб. 460 м . . . . .   | 9,70                       | 1,64                          | Сл.  |
| » 28/20 » 479 м . . . . .   | 17,42                      | 1,54                          | 0,26 |
| » 28/20 » 510 м . . . . .   | 2,50                       | 0,52                          | Сл.  |
| » 28/20 » 534 м . . . . .   | 1,13                       | 0,26                          | —    |
| » 42/2 » 432,5—440,9 м; тонкослоп-<br>стый ангидрит . . . . .                       | 3,27                       | —                             | —    |
| Скв. 74,3, глуб. 331—339 м . . . . .  | 7,24                       | 1,08                          | —    |
| Ангидрито-кла   |                            |                               |      |
| Скв. 42/2, глуб. 410—416 м . . . . .  | 22,73                      | —                             | Сл.  |
| » 48/2 » 465 м; песчанистый доломит   | 25,03                      | 3,82                          | »    |
| » 48/2 » 500 м . . . . .  | 14,30                      | 0,88                          | »    |

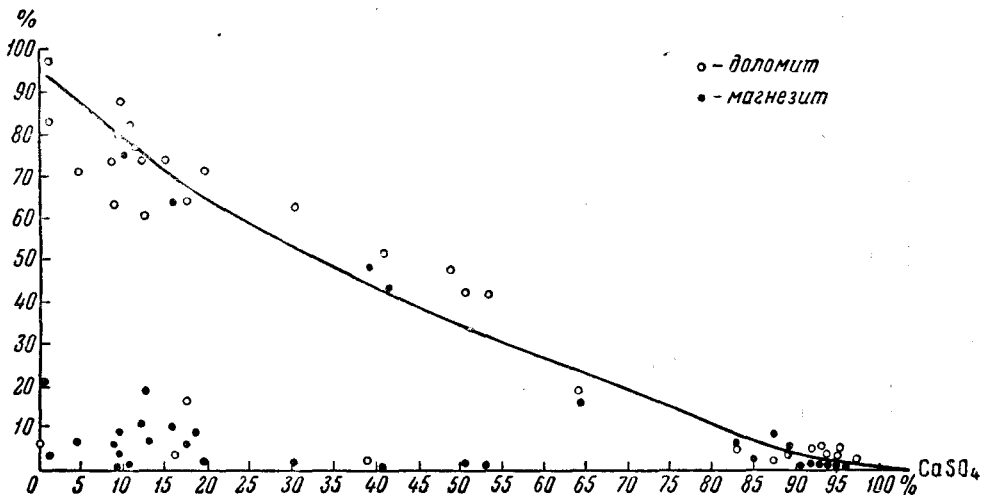
Таблица 39

ритовых пород (в %)

| CaSO <sub>4</sub>         | Карбонаты | От суммы карбонатов |         |          | Σ      | Доломит-ность |
|---------------------------|-----------|---------------------|---------|----------|--------|---------------|
|                           |           | Доломит             | Кальцит | Магнезит |        |               |
| <b>гидриты</b>            |           |                     |         |          |        |               |
| 99,76                     | 0,53      | 0,53                | Нет     | Нет      | 100,01 | 100           |
| 99,65                     | 0,59      | 0,59                | »       | »        | 100,28 | 100           |
| 98,18                     | 0,54      | 0,54                | »       | »        | 98,90  | 100           |
| 97,67                     | 0,70      | 0,70                | »       | »        | 99,01  | 100           |
| 98,56                     | 1,91      | 1,51                | »       | 0,40     | 99,54  | 100           |
| 95,29                     | 3,73      | 3,48                | 0,29    | Нет      | 99,80  | 92            |
| 96,66                     | 1,72      | 1,22                | 0,50    | »        | 99,43  | 67            |
| <b>бонатная ветвь</b>     |           |                     |         |          |        |               |
| 78,51                     | 22,66     | 20,02               | 2,64    | Нет      | 103,85 | 89            |
| 86,22                     | 11,20     | 11,20               | —       | »        | 98,30  | 100           |
| 82,43                     | 12,47     | 8,94                | 3,53    | »        | 96,56  | 72            |
| 93,51                     | 4,86      | 4,86                | 2,00    | »        | 98,77  | 100           |
| 94,05                     | 5,17      | 2,91                | 1,26    | »        | 101,74 | 75            |
| 92,43                     | 6,82      | —                   | 3,57    | 3,25     | 94,39  | Нет           |
| 69,53                     | 29,39     | 29,39               | Нет     | Нет      | 100,65 | 100           |
| 56,62                     | 36,21     | 36,21               | »       | —        | 96,95  | 100           |
| 64,44                     | 28,96     | 28,96               | »       | »        | 96,80  | 100           |
| 84,48                     | 13,23     | 13,23               | »       | »        | 98,15  | 100           |
| <b>кпастическая ветвь</b> |           |                     |         |          |        |               |
| 69,16                     | 16,12     | 14,02               | 2,08    | Нет      | 96,50  | 88            |
| 51,83                     | 27,84     | 24,32               | —       | 3,52     | 97,14  | 100           |
| 89,79                     | 5,95      | 2,75                | 3,20    | Нет      | 98,76  | 45            |
| 91,57                     | 5,46      | 3,98                | 1,48    | »        | 98,44  | 73            |
| 93,58                     | 2,55      | —                   | 2,46    | »        | 99,35  | Нет           |
| 78,48                     | 11,73     | 7,73                | 4,00    | »        | 98,53  | 66            |
| <b>стическая ветвь</b>    |           |                     |         |          |        |               |
| 63,43                     | 9,93      | 4,13                | 5,40    | Нет      | 96,19  | 43            |
| 55,50                     | 9,00      | 8,51                | 0,49    | »        | 93,35  | 100           |
| 80,96                     | 1,88      | 0,47                | 1,44    | »        | 98,39  | 47            |



Г. И. Бельковым в кунгуре Ишимбаевского Приуралья, но в единичных образцах и в весьма незначительных количествах. Позже автором этой работы и А. И. Цветковым (Страхов, Цветков, 1945) были показаны его широкое распространение в сульфатных породах этого района и значительные иногда содержания (до 32%). Но истинное значение магнезита в составе сульфатных пород начинается, по-видимому, вырисовываться лишь сейчас, после работ Е. К. Фроловой (1955) по нижнепермским отложениям



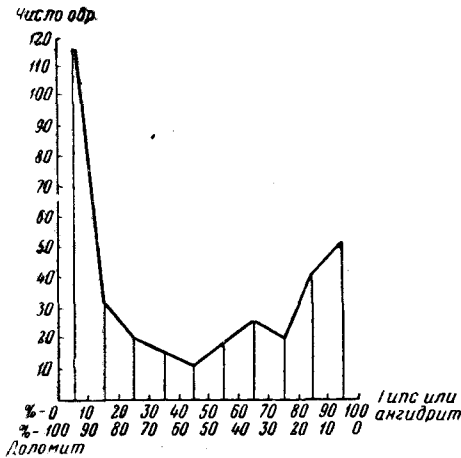
Фиг. 212. Соотношения  $MgCO_3$  и  $CaSO_4$  в галогенных породах Заволжья (по данным Е. К. Фроловой).

Куйбышевской, Оренбургской и Саратовской областей. Только по двум первым из них из 539 произведенных химических анализов магнезит был встречен в 126 образцах, т. е. почти в четверти; при этом содержание его достигает в ряде случаев 42—75% от породы или от 2 до 100%, если считать от суммы карбонатов. На фиг. 212, построенной по данным Е. К. Фроловой, видно, что содержание магнезита (в % от породы) не зависит от содержания в породе  $CaSO_4$ ; напротив, складывается впечатление, что наибольшие массы магнезита свойственны начальным звеньям перехода от доломитовых пород к ангидритам. Подтвердится ли это обстоятельство, покажут дальнейшие исследования; пока же ясно одно, что магнезит является характерным и важным компонентом ангидритовых пород. Существенно и другое: *магнезитсодержащие породы не показывают никакого обогащения хлором*; содержания его колеблются в пределах 0,25—0,70%, причем никакой связи количеств Cl с массами  $MgCO_3$  нет. Совершенно такие же содержания хлора свойственны и ангидритам без магнезита.

Между доломитными и ангидритовыми породами, как указывалось выше, существуют все постепенные переходы по составу. Чтобы выяснить относительную распространенность в природе разных членов этого непрерывного ряда, автором, по материалам глубокого бурения в Иркутском амфитеатре, собранным Я. К. Писарчик, была построена диаграмма частот встречаемости ангидрито-доломитов, доломито-ангидритов и прочих пород этого ряда в нижнекембрийской соленосной формации; для диаграммы отбирались анализы, содержавшие менее 3% терригенной примеси; общее число анализов 325, что обеспечивает достаточно надежный результат (фиг. 213). Получилась весьма характерная и четкая картина. Наибольшим распространением пользуются крайние члены ряда: весьма слабо сульфатизированные доломиты и ангидриты с ничтожной примесью

карбонатного компонента. Переходные члены ряда, в которых комбинируются крупные дозы обоих компонентов, распространены гораздо меньше, особенно в срединной части ряда. Доломитные и ангидритные породы, следовательно, стремятся обособиться друг от друга в не меньшей степени, чем чисто известковые от чисто доломитовых.

Из аксессуарных накоплений в ангидритах встречаются обычно целестин, флюорит, иногда барит. Целестин и флюорит образуют то мелкие единичные кристаллы, то накопления, пятнисто-рассеянные в породе.



Фиг. 213. Частота встречаемости смешанных пород в ряду доломит — гипс (ангидрит) на примере галогенной формации нижнего кембрия Сибирской платформы (по данным Я. К. Писарчик).

Интересные локальные скопления солей наблюдаются в ангидрито-доломитных породах нижнего кембрия Иркутско-Усольского участка Ст<sub>1</sub> Сибирской платформы. Эти породы, в отличие от обычного случая, здесь соседствуют непосредственно с галитовыми пластами, что вызывает их своеобразное засоление. «Галит составляет 22—32% от всей породы, причем он не проявляется в ясно заметном виде, отмечаются только резко засоленные округлые участки от 1 до 7—8 мм, которые при бурении скважины и промывке ее пресными водами выщелачиваются на поверхности зерна, вследствие чего он приобретает характерный «рябой» вид. Соляные «горошины» здесь получились в процессе собирательной кристаллизации галита, по-видимому, в то время, когда

вмещающий ангидрит доломитовый осадок был еще не полностью литифицирован» (Яржемский, 1938, стр. 93).

Наряду с минеральными составными частями в ангидритах встречается также иногда и органическое вещество. Так, в ангидритах Ишимбаевского Приуралья, помимо нефтяных примазок явно вторичного происхождения, в ряде образцов ангидритов автором были обнаружены углистые включения до 1—2 см размерами, представляющие, по-видимому, занесенные и обуглившиеся растительные остатки. В обнажении гипсов по р. Зилиму в излучине реки у с. Акташ в гипсах присутствует целый горизонт, изобилующий растительными углистыми отпечатками, представляющими растительный мусор, поступивший с близлежащей Уральской суши.

В заключение несколько слов об условиях и механизме возникновения ангидритных пород.

Так как ангидритовые пласты в разрезах переслаиваются с доломитовыми, мелководное образование которых не вызывает сомнений, то и сульфатные отложения следует рассматривать в качестве мелководных. В периферических частях солеродного бассейна глубины бывали такими, что позволяли порою перемывать только что отложенный осадок и вновь откладывать его в виде обломков, формируя ангидритовые гальки, песчинки, словом линзы обломочных ангидритных пород; такие образования, например, наблюдались автором в буровых разрезах кунгура Ишимбаевского Приуралья. Аналогичные наблюдения сделаны и Я. К. Писарчик в Ст<sub>1</sub> Сибирской платформы.

Временами песчаный ангидритовый материал перевевался, образуя дюнные накопления.

В более центральных частях бассейнов глубины были значительно меньше, вероятно, могли измеряться десятками метров. При этом однородный неслоистый ангидритовый осадок накапливался заведомо выше зоны взмучивания, что и определяло распределение в нем карбонатной и пелитовой примесей; тонкослоистые же ангидриты возникали достоверно ниже зоны взмучивания, что и консервировало их сезонную микрослоистость.

Выше указывалось, что в современном составе галогенных формаций гипсы являются вторичными образованиями и возникли за счет гидратации ангидритов. Из этих соотношений как будто с неизбежностью вытекает вывод, что первоначальная садка сульфатов из рапы древних водоемов происходила в виде ангидрита. Однако это заключение наталкивается на ряд противоречащих ему фактов. Садка сульфатов из современных соляных озер в интервале минерализации 15—27%, отвечающем древнему сульфатообразованию, происходит только и исключительно в виде гипса; ангидрит в сколько-нибудь уловимых количествах отсутствует. Все опыты по испарению морской воды — океанов, Черного моря, озер Сасык-Сиваш, Саки, Азовского моря и пр. — при температуре 20—25°C сопровождалась неизменно садкой гипса, а не ангидрита. Опыты по метаморфизации рапы, проведенные М. Г. Валяшко, также давали всегда и неизменно гипс. Добавим, что хотя и очень редко, но все же в отдельных случаях удавалось найти указания на то, что садка сульфатов в древних бассейнах действительно происходила в форме гипса, а не ангидрита. Так, Л. Деллиг (1955) обнаружил в сезонных ангидритовых слоях галита мичиганской формации много отчетливых псевдоморфоз ангидрита по гипсу. Аналогичные наблюдения были сделаны в отложениях Рейнского грабена.

Все это указывает, по-видимому, на то, что разгрузка рапы от сульфатов в солеродных водоемах прошлого действительно шла по каналу гипсообразования и что ангидриты, ныне единственно представленные в галогенных формациях, не затронутых выветриванием, представляют собою вторичные образования, продукт дегидратации гипса, вероятно, уже на стадии катагенеза.

### 3. ГАЛИТИТЫ, ИХ СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

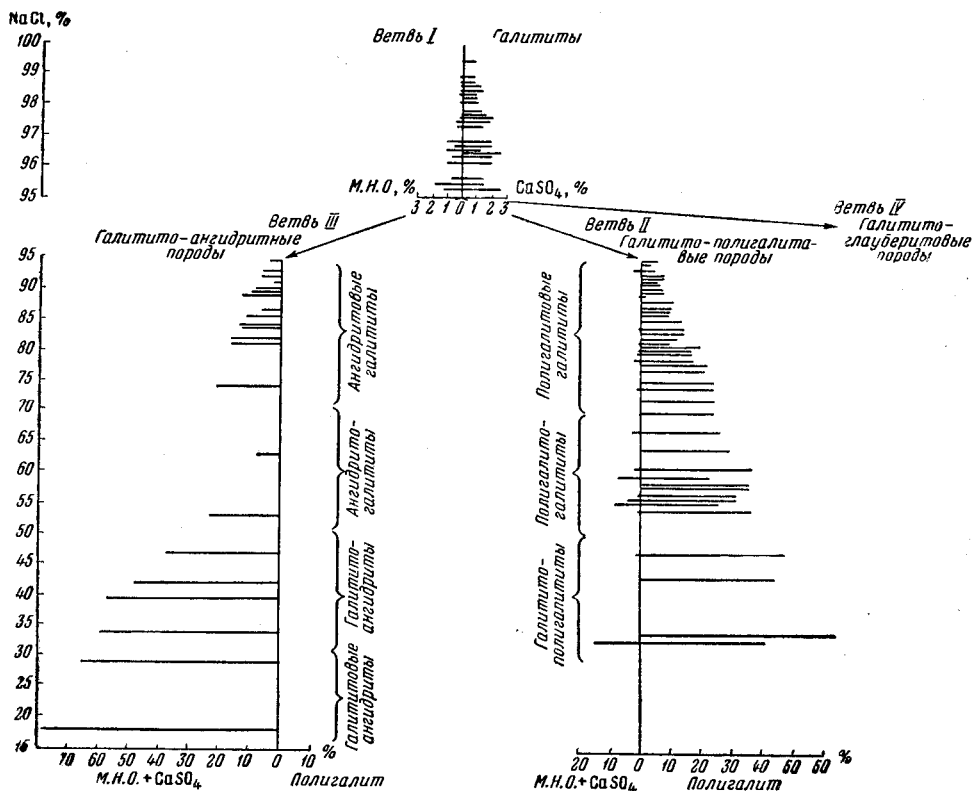
Галититы являются первыми представителями накоплений легко растворимых солей в галогенных морских формациях. В тех из этих формаций, которые построены по симметричному типу, галититы занимают центральные части, замещаясь по направлению к периферии ангидритами; при асимметричном строении галититы локализованы на участках, наиболее удаленных от втока слабо минерализованных морских или речных вод, и возникали в «глухих кутах» солеродного бассейна. При сложном асимметричном строении галогенных формаций галититовые накопления встречаются в разных их частях, отвечая наиболее интенсивно прогибавшимся депрессиям бассейна, но наибольшие скопления все же и здесь приурочены к кутовой части водоемов. При всех типах локализации галититовые породы залегают внутри формации более или менее мощными пластами (от десятков сантиметров до нескольких метров), чередуясь с ангидритовыми или ангидрито-доломитовыми породами. Взятые в целом, галититы внутри каждой галогенной формации занимают гораздо меньшую площадь сравнительно с ангидритами и особенно с карбонатными породами.

В состав галититов, кроме всегда главенствующего галита, входят еще: ангидрит (или гипс), карбонаты — доломит, кальцит, анкерит, магнезит, пелитовый материал и порою примеси калийных минералов — силь-



винита, лангбейнита и др. Характерно, что главенствует среди карбонатов в подавляющем большинстве случаев магнезит, остальные минералы образуют лишь более или менее заметную примесь к нему. Присутствует обычно пирит, но иногда и гематит, обуславливающий красную окраску породы; кроме того, железо входит в большей или меньшей степени в состав карбонатов магния и кальция.

По количественным соотношениям среди галититов выделяются три ветви, аналогичные вышеописанным ветвям ангидритов: а) *собственно галититы*, в которых NaCl образует  $> 95\%$ ; б) *галито-ангидритовые породы*,



Фиг. 214. Состав галититов галогенных формаций (на примере кунгура Ишимбаевского Приуралья).

в которых NaCl слагает  $> 50\%$ , остальное же ангидрит с небольшой примесью карбонатов и пелитового материала; в) *галито-карбонатно-пелитовые породы*, в которых NaCl  $> 50\%$ , а в составе примесей карбонатно-пелитовые компоненты преобладают над ангидритом (табл. 40).

*Собственно галититы* (фиг. 214) представляют собою почти водяно-прозрачную, мутноватую, крупнокристаллическую породу с размерами зерен до 1 см, разнообразной формы, без кристаллографических очертаний. Нередко зерна вытянуты в каком-либо одном направлении, вследствие тектонических воздействий на соль, а иногда такие субпризматические удлиненные кристаллы коленообразно изогнуты под углом до  $60^\circ$ . Загрязняющий терригенный материал образует неясные облаковидные скопления, а ангидрит — отдельные разрозненные кристаллы, плавающие внутри галогенных зерен. Кроме того, и тот и другой компоненты слагают тонкие (доли миллиметра, до 1—2 мм) слои, придающие породе более или менее отчетливый ритмический слоистый вид.

Минералогический состав галито-ангидритовых пород, в %  
(по скв. 7/5)

| Глубина, м           | Галит | Полигалит | Ангидрит | Σ карбонатов | Доломит | Кальцит | Магнезит |
|----------------------|-------|-----------|----------|--------------|---------|---------|----------|
| Неизвестна . . . . . | 94,42 | 5,67      | —        | 0,31         | —       | 0,31    | —        |
| 870—884 . . . . .    | 88,03 | 9,14      | 0,70     | 0,86         | 0,86    | —       | —        |
| 972—993 . . . . .    | 87,57 | —         | 11,20    | 0,19         | —       | 0,19    | —        |
| 1042—1118 . . . . .  | 85,17 | 11,40     | 2,50     | 0,56         | —       | —       | 0,86     |
| Неизвестна . . . . . | 81,56 | 16,31     | 1,21     | 0,25         | —       | —       | 0,25     |
| 810—839 . . . . .    | 80,35 | —         | 13,66    | 0,56         | —       | 0,96    | —        |
| 840—889 . . . . .    | 60,34 | 28,48     | 6,38     | 1,63         | 1,63    | —       | —        |
| 889—890 . . . . .    | 11,77 | 84,03     | —        | 4,98         | 4,37    | 0,61    | —        |

В некоторых случаях галититовые слои отчетливо распадаются на прозрачные и матовые участки. Последние под микроскопом показывают хорошо различимую перистую структуру — реликт первичной седиментационной структуры галитовой новосадки. Иногда различаются не только отдельные воронки-лодочки или «зубья», развившиеся из них, но и линзочки, образованные срастанием воронок — солевые пленки, корочки, вначале плававшие на поверхности рапы, а позже осевшие на дно. Прозрачные участки между матовыми сложены перекристаллизованным галитом.

*Ангидритовые галититы* характеризуются большим разнообразием петрографических типов, что объясняется не только колебаниями в соотношениях основных компонентов породы, но и различным характером распределения в галитите загрязняющих примесей. Наиболее часты три петрографические разновидности: 1) неслоистые перекристаллизованные ангидритовые галититы с облакообразной пойкилитической структурой; 2) неслоистые галититы с расположением примесей главным образом между зернами галита; 3) ангидритовые галититы с сезонной слоистостью. Слои обычно интенсивно измяты; внутри них местами крупные (вторичные?) зерна галита, выступающие из одного слоя в другой или как бы вставленные между слоями.

*Галито-карбонатно-пелитовые породы* отличаются от предыдущей группы тем, что содержание ангидрита в них резко понижено и как бы замещено пелитовым компонентом, к которому подмешано более или менее значительное количество карбонатного материала. Петрографические типы структурно и текстурно сходны с типами предыдущей ветви (группы).

В некоторых галогенных формациях, особенно в нижнекембрийской формации Сибирской платформы и в Salina Мичиганского бассейна, встречаются своеобразные породы, в которых сочетаются значительные количества доломита, ангидрита и галита; это засолоненные доломито-ангидриты, ангидрито-доломиты, либо доломито-ангидрито-галиты с практически равными соотношениями компонентов. При слабом засолонении галит макроскопически не виден и образует тонкую импрегнацию породы по порам, становясь как бы цементом породы. При значительном и большом засолонении галит слагает самостоятельные выделения в виде желваков, крупных и мелких, неправильных пятен, заполнений трещин. После растворения галита такие трехкомпонентные породы превращаются в кавернозные доломито-ангидриты или ангидрито-доломиты. Характерно, что ясно выраженного слоистого залегания галит в такого рода породах не имеет.

Генезис этих трехкомпонентных пород пока не вполне ясен. По Я. К. Писарчик (1959), они вероятнее всего представляют собою вторичное диагенетическое образование, возникшее в результате воздействия на доломито-ангидритные осадки соленой рапы, проникавшей в них сверху, из наддонного слоя, когда последний был сильно минерализован и осаждал галит.

Высокая растворимость NaCl приводила к тому, что садка всех групп первичных галитовых отложений происходила при высокой минерализации рапы, не меньшей 25—27%. При этом, как следует из наблюдений над современными водоемами, прямая метаморфизация рапы, достаточно проявляющаяся уже на этой стадии, т. е. обеднение раствора сульфатами магния, понижала точку насыщения рапы NaCl, обратная же метаморфизация, т. е. обогащение растворов MgSO<sub>4</sub>, повышала точку кристаллизации галита. Опираясь опять-таки на современные осадки, можно думать, что садка галита происходила в конце испарительного периода, особенно днем при высокой температуре. Твердые фазы галита всегда зарождались в поверхностной, избыточно уплотненной и испаряющейся пленке в виде единичных лодочек или многих сросшихся их индивидуальных, падавших на дно. Уже в осадке часть скелетных кристаллов впоследствии перекристаллизовывалась в прозрачные сплошные зерна, но часть сохранялась в виде реликтовых структур, позволяющих сейчас уверенно реконструировать тонкие детали процесса соляного осадкообразования. Часто, впрочем, эти первичные структуры галита исчезали полностью.

Что касается глубины бассейнов, в которых шло накопление каменной соли, то суждения по этому вопросу, как было показано в предыдущей главе, сильно расходятся. Существуют приверженцы представления об этих бассейнах как об очень мелководных, по образцу современных соляных озер, осаждающих каменную соль, и как о достаточно глубоководных, в некоторых случаях с глубинами в 1000—1200 м (Ишимбаевское Приуралье), или до 400 м (стассфуртский горизонт цехштейна). Такие цифровые оценки, однако, пока что не имеют под собой достоверной фактической базы. В тех же немногих случаях, когда в доломитах, переслаивающихся с галитовыми пластами, удавалось найти органические остатки, с полной очевидностью устанавливается мелководность галитовых бассейнов (усольская свита Ст<sub>1</sub> Сибирской платформы). *Быстрое накопление галититов было возможно совсем не потому, что они заполняли уже готовую, достаточно глубокую ванну, а потому, что прогибания дна бассейна в это время становились очень убыстренными и позволяли даже мелководному водоему постепенно накапливать большую толщину галититового осадка.*

#### 4. КАЛИЙНЫЕ ПОРОДЫ, ИХ ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Калийные породы образуют конечное завершающее звено морского галогенеза. Это обстоятельство обуславливает две характерные особенности их развития. Хотя небольшие включения калий-магниевых солей в галитовых породах чисто минералогического характера встречаются нередко, заметные накопления их уже редки и зарегистрированы, по А. А. Иванову (1959), всего на 26 участках; промышленные же месторождения калия встречены пока всего в восьми из многих сот месторождений галита. Эта редкость высоких накоплений калия даже в морских галогенных формациях указывает, очевидно, на то, что для генезиса их нужны довольно специфические условия и что эти условия создавались в природе довольно редко. В тех случаях, когда все же калийное соленакопление происходило, оно всегда было локализовано внутри площадей

галититов, *никогда не выходя за их пределы*. При этом площади развития калийных солей *всегда меньше* площадей развития галититов, а в некоторых случаях составляют ничтожную их часть. Вместе с тем калийные соли всегда появляются лишь в самом верху нормальной разреза соленосных толщ, над более или менее значительными свитами галититов.

В отличие от описанных выше галогенных пород, состав калий-магниевых накоплений характеризуется обилием минеральных видов, слагающих породы. Если брать лишь главные, наиболее встречающиеся и к тому же первичные, т. е. возникшие вне зоны выветривания минералы, то получаем следующий список:

I. *Хлориды*: сильвин  $KCl$ ; карналлит  $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ; бисофит  $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ .

II. *Хлоридо-сульфаты*: каинит  $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ .

III. *Сульфаты*: кизерит  $MgSO_4 \cdot H_2O$ ; астраханит  $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$ ; лангбейнит  $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ ; глазерит  $3K_2SO_4 \cdot Na_2SO_4$ ; полигалит  $K_2SO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$ .

К этим собственно калий-магниевым хлоридам и сульфатам нужно присоединить еще несколько минералов, так сказать, унаследованных от предыдущих стадий галогенеза: ангидрид  $CaSO_4$ , глауберит  $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$  и галит  $NaCl$ ; основное значение имеет галит, образующий значительную, а иногда и большую часть калийных пород.

В приведенном списке обращают на себя внимание две особенности минералогии калийной стадии морского галогенеза: обилие двойных солей и распространенность кристаллогидратов. И то, и другое, как известно, типично для минералов, возникших из сильно минерализованных растворов (см. часть вторую, гл. II). Но все же последняя черта особенно интересна и имеет своеобразный физико-химический смысл. Высокоминерализованные растворы электролитов отличаются, как мы знаем, пониженной упругостью пара над их зеркалом, что вызывает замедленный ход испарения рапы и, значит, замедленный ход дальнейшего ее концентрирования. Развитие твердых кристаллогидратных солевых фаз, увлекающих с собою при осаждении много  $H_2O$ , способствует ускоренной потере воды как растворителя и, стало быть, в известной мере, а может быть и целиком, ликвидирует торможение галогенного осадкообразования, вызываемое понижением упругости водяного пара над растворами. Это означает, что *образование калиевых кристаллогидратов, расходующих растворитель, является как бы контрпроцессом, ускоряющим галогенез на конечной его стадии*.

Начинается садка калий-магниевых солей при общей минерализации рапы около 32%, заканчивается же в эвтонической точке при  $S = 38-40\%$ . Таким образом, *интервал соленостей, в который укладывается калий-магниева стадия галогенеза*, короче интервалов, которые приходится на доломитовую и гипсовую стадии, и приблизительно отвечает длительности стадии галититовой. Но обилие возникающих твердых фаз влечет за собою расчленение даже этого короткого интервала галогенеза на ряд этапов, достаточно четко друг от друга отличных. Количество этапов, каждому из которых в разрезе калийных отложений отвечает своя минералогическая зона, в разных галогенных формациях неодинаково, что обусловливалось неодинаковым составом испарявшейся рапы. В водоемах с так называемой сульфатной рапой, т. е. содержащих в составе более или менее заметные количества  $MgSO_4$ , последовательность осаднения в норме была следующая.

Первой (после галитовой стадии) была *стадия накопления сульфатов магния*, представленная кизеритом в комбинации с галитом, полигалитом, астраханитом в разных количественных соотношениях.

За нею следовала *сильвинитовая стадия (зона)*, характерным представителем которой является сильвин, с которым комбинируются галит,

кизерит и полигалит, унаследованные от предыдущей зоны, и новообразованные — каинит и лангбейнит. Между зоной сульфатов магния и сильвинитовой существуют постепенные переходы, так что одна плавно сменяет другую.

Еще выше располагалась зона *карналлитовая*, главным членом которой были карналлит в сочетании с галитом, сильвином, кизеритом, каинитом, лангбейнитом, полигалитом; переход в нижележащую зону постепенный.

Наконец, венчался разрез калийных пород зоной *бишофитовой*; она отвечала эвтоническим растворам; характерным минералом зоны является бишофит, к которому примешиваются минералы предшествующих зон, а среди них особенно галит и кизерит.

Добавим, что через всю зону калийных солей проходят в качестве второстепенных примесей магнезит, ангидрит и глинистые минералы, внесенные в водоем разными путями.

В водоемах с так называемой бессульфатной рапой, т. е. не содержащих в своем составе  $MgSO_4$ , минералогический состав и зональность калийных месторождений сильно упростились. Вместо четырех зон развивались три: *сильвинитовая*, породы которой представляют собою сочетания сильвина и галита в разных соотношениях; *карналлитовая*, образованная комбинацией карналлита и галита; *бишофитовая*, в которой присутствуют бишофит, галит и карналлит. Все комплексные калийные минералы с участием  $MgSO_4$  исчезают.

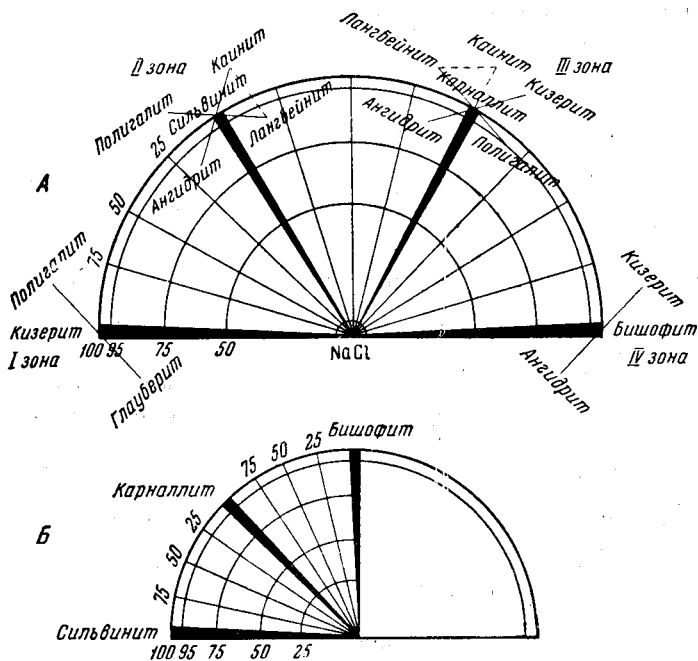
Хотя, как видим, различия минералогического состава сульфатных и бессульфатных калийных накоплений в типичных случаях весьма резки, в природе существуют переходные случаи, отличающиеся ослабленным количественно (и качественно) развитием сульфатных К-Mg-минералов.

Разные количественные комбинации минералов порождали большое количество калийсодержащих пород; общепризнанной классификации их, однако, до сих пор пока нет. На диаграмме (фиг. 215), имеющей вид циклограммы, показаны, основываясь главным образом на данных Я. Я. Яржемского, вариации петрографических типов пород, свойственных разным этапам сульфатного калийного галогенеза. При этом в центре циклограммы показан галит, по радиусам — ведущие минералы каждой калийной зоны; при удалении от центра количество галита падает, содержание же калийного минерала растет, достигая в точке окружности 100%; радиус разделен на градации (от центра) 5, 25, 50, 75, 95%, показывающие степень замещения галита калийным минералом. Между соседними радиусами показаны те же градации замещения одного калийного минерала другим по мере перехода по циклограмме слева направо. Чтобы охватить реально наблюдающиеся сложные соотношения одного калийного минерала с другими, у каждого радиуса циклограммы в плоскостях к ней перпендикулярных или наклонных пристроены дополнительные радиусы с указанием минерала, им отвечающего, и стандартных количественных рубрик.

Из рассмотрения циклограммы явствует, что по вещественному составу количество калийных пород, вообще говоря, велико. Но в природе они распространены весьма неодинаково. Главными типами их являются: *сильвиниты*, сложенные галитом и сильвином, иногда с заметной примесью кизерита (хартзальц) или ангидрита (ангидритовый хартзальц); *кизериты*, главным компонентом которых являются галит и кизерит; *полигалиты*, иногда почти мономинеральная порода, чаще с примесью галита; *карналлитовая порода*, образованная сочетанием карналлита с галитом; часто содержит примеси кизерита и сильвина; *каинитовая порода*, сложенная каинитом и галитом с подмесью лангбейнита и кизерита; *лангбейнитовая порода* с обратными соотношениями примесей; переходная между дву-

мя последними каинито-лангбейнитовая порода; наконец, *бишофитовая порода* — смесь бишофита с кизеритом, галитом, иногда карналлитом.

Пространственное положение калийных пород в галогенных формациях строго закономерно. Они локализуются на максимальном удалении от пунктов стока в солеродные водоемы питавшей их морской воды и, конечно, от устьев речных водотоков, когда последние имелись. Когда солеродный бассейн был виррилского типа или принадлежал к числу внутриконтинентальных солеродных морей, калийные соли приурочиваются к наиболее глухой вершинной части бассейна; так обстоит дело, например,



Фиг. 215. Типы калийных пород в сульфатной (А) и в хлоридной (Б) ветвях.

в Старобинском месторождении, в цехштейновых месторождениях Германии, в миоценовых Прикарпатских. Когда по периферии такого мешкообразного водоема имелись локальные более или менее обособленные части, калийные месторождения локализуются в них, как, например, в кунгуре Русской платформы. Менее определена пока позиция калийных накоплений в солеродных бассейнах краевой зоны открытых морей, например, Виллстонского бассейна в Канаде, верхнеюрского в Средней Азии, ибо сама палеогеография этих бассейнов рисуется пока в весьма общих чертах. Но едва ли в них мы встретим серьезные отклонения от указанной закономерности, ибо сама природа калийнакопляющего участка как максимально-осолоненного в теле солеродного бассейна требует его максимального удаления (или максимальной изоляции) от стока слабо минерализованной питающей морской воды.

По характеру залегания в теле галогенной формации калиенакопления значительно варьируют. С этой точки зрения могут быть выделены четыре типа (табл. 41).

*Первый тип* представлен единственным примером — стассфуртским горизонтом цехштейна Германии. Отличительной чертой его являются колоссальные размеры калиенакопления и вместе с тем его одноактность, отсутствие повторений. Общая площадь калийных солей оценивается в

Типы строения калие  
(по А. А. Иванову)

| Тип строения | Месторождения   | Состав и мощности галогенных пород, подстилающих калийные горизонты (снизу вверх)  |
|--------------|---|--|
| I            | Стассфуртская формация цехштейна ( $Z_2$ )                        | Ангидрит и доломит, 1—3 м; каменная соль, 40—500 м . . . . .   |
| II           | Верхнекамское   | Глинисто-ангидрито-доломитовая порода, 300—380 м; каменная соль, 250—300 м . . . . .   |
|              | Верхнепечорское   | Глинисто-доломито-ангидритовая порода, 300—350 м; каменная соль, 70—170 м . . . . .  |
|              | Каталонское   | Ангидрит, 2—12 м; каменная соль, 200—500 м   |
|              | Делаварское   | Ангидрит со слоями каменной соли, 200—300 м; каменная соль с прослоями ангидрита, до 280 м . . . . .   |
| III          | Гаурдакское<br>Тюбегатанское<br>Старобинское (Припятский бассейн) | Ангидрит, 300—400 м; каменная соль, 160—170 м<br>Ангидрит (?); каменная соль, 170—175 м . . .<br>Доломито-ангидритовая порода, 40—50 м; каменная соль с прослоями мергеля, 250—300 м |
|              | Верхнерейнское  | Соленосные мергели и каменная соль, до 1000 м; каменная соль, 20 м . . . . .   |
|              | Формация Верра-Фульда и Нижнерейнская депрессия ( $Z_1$ )         | Ангидрит и доломит, 8—15 м, каменная соль, 90—120 м . . . . .  |
|              | Гановерского района ( $Z_3$ )                                     | Ангидрит, 35 м; каменная соль, 40—50 м . . .   |
|              | Иоркширское   | Ангидрито-доломито-соляная толща, 400 м; каменная соль, 85 м . . . . .   |
|              | Стерлибашевское   | Ангидрит, 100—200 м; каменная соль, 250—300 м . . . . .  |
|              | Жилианское  | Каменная соль, ангидрит, слои полигалита, более 500 м . . . . .  |
| IV           | Предкарпатский бассейн:<br>Стебникское                            | Глинисто-соляная брекчия, 500—800 м . . . . .  |
|              | Калущское   | Глинисто-соляная брекчия, 5—200 м . . . . .  |

100 000 км<sup>2</sup>. На этой колоссальной территории, однако, отложился всего единственный горизонт калийных солей сульфатного типа мощностью 6—20 м. Горизонту присущи ясно выраженные годовые ритмы седиментации: внизу галитовый пласт, толщиной 3—5 см, выше калийные соли, пластинками в 5—7 см. Такого рода сезонная ритмичность отличается большой устойчивостью, протягиваясь на многие десятки километров. Но состав калийных минералов внутри сезонных пластов при этом может меняться, порою значительно. Г. Рихтер-Бернбургом подмечено, что по периферии калийного пласта развиты сильвиниты с кизеритом (хартзальц), в более центральных же частях его — карналлит с кизеритом.

носных горизонтов  
с изменениями)

| Строение горизонта калийных солей |                            |                             |  | Состав и мощность толщ галогенных пород, покрывающих горизонт К-солей  |
|-----------------------------------|----------------------------|-----------------------------|--|--|
| Общая мощность горизонта, м       | Количество пластов К-солей | Мощность пластов К-солей, м | Мощность промежуточных пластов NaCl, м |  |
| —                                 | 1                          | 6—20                        | —                                      | Каменная соль и ангидрит, 1—3 м  |
| 100—110                           | 15—20                      | 0,5—15                      | 0,2—8                                  | Каменная соль, 50—70 м; каменная соль с прослоями мергелей, 10—100 м   |
| 22—40                             | 4—7                        | 0,5—0,75                    | 0,5—9                                  | Каменная соль, 8—50 м  |
| 60—80                             | 12—20                      | 0,5—7,5                     | 0,5—7,5                                | Каменная соль с прослоями мергеля и ангидрита, от 40—50 до 150—200 м   |
| 75                                | 11—12                      | 0,5—3,0                     | 2,5—10                                 | Каменная соль, 50—75 м   |
| 70—75                             | 3—4                        | 1,5—5                       | 2,5—35                                 | Каменная соль, до 55 м   |
| 35—70                             | 2                          | 1 и 3                       | 50—60                                  | Каменная соль, 30—85 м   |
| 200—260                           | 3                          | 20,3 и 5                    | 150—190<br>и 60—80                     | Каменная соль, 5—100 м   |
| 25                                | 2                          | 1,5 и 4,5                   | 20                                     | Каменная соль, 60 м; ангидрит, 400 м                                   |
| 60—75                             | 2                          | 2—3 и более                 | 55—60                                  | »  |
| 75—170                            | 2                          | 5—10                        | 70—150                                 | Каменная соль, 15 м  |
| 55                                | 2                          | 9,5 и 5,5                   | 20                                     | Каменная соль, 24 м; ангидрит и глина, 3 м                             |
| —                                 | 1                          | 2—4                         | —                                      | Каменная соль, 40—50 м; ангидрит, 30—75 м                              |
| 140—240                           | 2                          | 1,5 и 7                     | 60—180                                 | Каменная соль, 50 м и более; ангидрит, глины, песчаники, 280 м и более |
| до 1000                           | 1—8                        | 0,5—100                     | 20—300                                 | Глинисто-соляная брекчия, 200—250 м и более                            |
| 150—300<br>до 600                 | 2—13                       | 1—40                        | 10—60                                  | Глинисто-соляная брекчия, 10—80 м и более                              |

Учитывая большую мощность годичной седиментации на стадии калиеаккумуляции, равную 6—10 см, легко подсчитать, что абсолютная длительность формирования калийного пласта была весьма невелика и составляла всего около 100 лет. Но этой калийной стадии предшествовал гораздо более длительный период галитовой седиментации, давший каменную соль до 400 м мощности.

Ко второму типу калиенакопления относятся случаи, когда садка калиевых солей также отличается большой напряженностью, но пространственно и во времени выражается существенно иначе, чем в типе первом. Площадь развития калиевых отложений измеряется обычно немногими



тысячами квадратных километров, но калийных пластов много, от 5 до 20 (чаще 7—12) и мощности их значительны, варьируя от 0,5 до 7—15 м. Между калийными слоями располагаются галитовые пласты примерно такой же мощности, как калийные. В результате общая мощность калиеносного горизонта оказывается значительной, достигая 60—100 м, а калиенасыщенность большой; так, в верхнекамском горизонте она составляет 45—55%, в каталонском 35—50%, в верхнепечорском 25—30% и около этой же цифры — в деляварском. Подмечено, что *верхние (по разрезу) калийные пласты обычно залегают в контурах нижних, но становятся менее распространенными и менее мощными*. По минералогическому составу калиевые горизонты описываемого типа принадлежат как сульфатной, так и бессульфатной линиям. Пластам свойственна ярко выраженная годичная слоистость, особенно подробно изученная на примере Верхнекамского месторождения. Так, в зоне сильвинитов за базальным карбонатно-глинисто-ангидритным пластиком ничтожной мощности следует галитовый, часто сохраняющий перистую структуру, а затем сильвинитовый, также нередко с остатками перистой структуры. Мощность годичных слоев в этом горизонте 3—7 см. В карналлитовой зоне верхним членом годичного пластика вместо сильвинита становится карналлит; при этом мощность пластика увеличивается в 2—2,5 раза, составляя 10—25 см. В зарубежных месторождениях сульфатной ветви верхнюю часть годичных пластиков образует в одних случаях полигалит, в других — кизерит или хартзальц, смесь из сильвина, кизерита, галита и др. Мощности годичных слоев 7—10 см; перистая структура то присутствует в галите, сильвине, каините и других минералах, то отсутствует по причине перекристаллизации.

Наличие в разрезе многих пластов калийных солей, разделенных галитовыми слоями, свидетельствует, что при формировании калиеносных горизонтов второго типа, наряду с мелкими сезонными колебаниями хода осадочного процесса, происходили длительные многолетние, ритмически повторявшиеся понижения концентрации рапы. Принимая годовую садку галита и калийных солей в среднем 6—8 см, можно подсчитать, что время, отвечавшее каждому пласту калийных солей вместе с подстилающим его галитовым, колебалось обычно от 10 до 200 лет. Но в Деляварском месторождении, где наблюдается большая разница в мощностях слоев калийных солей и промежуточной каменной соли, продолжительности ритмов накопления этих осадков составляют 10—40 лет для слоев калийных солей и 30—140 лет для слоев каменной соли (Иванов, 1959). Общая же длительность накопления калиевого горизонта измерялась величинами порядка 10—12 тыс. лет.

*Третий тип* отличается от предыдущих двух умеренной силой калиенакпления, что сказывается как в уменьшенных площадях калийных пластов, так и в малом числе их и малых мощностях. Площади распространения пластов измеряются обычно сотнями или первыми тысячами квадратных километров; мощности — 2—3, реже 1—5 м; число пластов обычно 2—3. Общая мощность калиеносных горизонтов, однако, остается большой (75, иногда же до 250 м), но получается она в результате увеличения толщины разделяющих пластов каменной соли, измеряемой в большинстве случаев несколькими десятками метров. Это свидетельствует, что перерывы между стадиями формирования пластов калийных солей охватывали большие промежутки времени — от 250 до 2500 лет. Стадии же формирования пластов калийных солей были значительно менее продолжительны и колебались большей частью в пределах 25—75 лет, достигая в отдельных случаях 150—300 лет. Общая длительность формирования калиеносных горизонтов также порядка 10—15 тыс. лет.

Наконец, последний *четвертый тип* калиенакпления характеризуется его малой и весьма малой интенсивностью. Это проявляется глав-

ным образом в малых площадных размерах калийных пластов, измеряемых от немногих долей до нескольких квадратных километров (Прикарпатские месторождения). Число пластов может быть как весьма небольшим (1—2), так и значительным (8—13); мощности резко варьируют от долей метра до нескольких десятков их, что особенно часто наблюдается. Вместе с тем минералогический состав и строение пластов, в отличие от всех предыдущих типов, отличаются большой изменчивостью как на площади, так и в вертикальных разрезах через пласты. Общие запасы калия в этом типе месторождений соответственно малы и порою просто ничтожны. Общая длительность формирования калиеносных горизонтов обычно мала; на собственно калийную седиментацию приходится от десятков до немногих сотен лет.

Обозревая охарактеризованные типы калиенакопления, нетрудно уловить две их характерные черты. Все они *выстраиваются в непрерывный ряд, на одном конце которого располагаются месторождения гигантские по массам накопившегося калия, на другом же — весьма малые и просто ничтожные.* Таким образом, интенсивность калийной седиментации в разные моменты и на разных участках земной поверхности колебалась в чрезвычайно широком диапазоне. При этом переход от весьма интенсивной садки К-Mg-солей к весьма слабому их накоплению происходил главным образом через уменьшение площади калийной седиментации от многих десятков тысяч к десяткам квадратных километров и долям их; частично ослабление калиенакопления осуществлялось через убывание числа калиевых пластов и их мощности. *При всех этих колоссальных колебаниях интенсивности калийной седиментации процесс всегда и неизменно отличался исключительно большой быстротой и соответственно кратковременностью.* По существующим оценкам длительность формирования калий-магниевого пласта укладывается от немногих десятков до первых сотен лет. Среди разнообразных седиментационных процессов, совершившихся на поверхности Земли, садка К-Mg-солей в солеродных водоемах принадлежала, несомненно, к числу самых быстрых и уступала лишь немногим другим — накоплению туфового материала вокруг вулканических центров, отложениям селевых потоков и, может быть, накоплению осадков в ваттах под влиянием приливно-отливных движений воды.

## 5. О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Ознакомившись с главными чертами вещественного состава и залегания калийных пород, рассмотрим несколько ближе условия и механизм их формирования.

Три вопроса представляют здесь интерес: 1) о специфике физико-географических условий на стадии калийного седиментогенеза сравнительно предшествующими стадиями; 2) о механизме, определившем существование сульфатной и хлоридной ветвей в калийном осадконакоплении; 3) о механизме возникновения сложных калиевых минералов.

*Существовала ли, помимо особо высокой минерализации рапы, еще какая-либо иная физико-географическая специфика участков калийной седиментации и если существовала, то в чем заключалась?* До недавнего времени этот вопрос вовсе не возникал перед исследователями, но сейчас он формулирован, причем наметились два его решения. Большинство геологов, имевших дело с калийными месторождениями, отвечает на него трипцательно: *никакой специфики физико-географической обстановки на площади калийсодержащих участков солеродных бассейнов не существовало.* Эти участки представляли собою, по-видимому, мелководные территории с быстро прогибавшимся дном, из наддонной рапы которых обычным порядком в одни сезоны (при начале испарения) садился галит, в

другие (в конце испарительного сезона) — калий-магниевые соли; в садке их большую роль играло, по-видимому, также охлаждение рапы в зимние периоды. Какого-либо специфического тектонического режима для эпох калийной седиментации также не было; продолжало развиваться все то же погружение, какое было на данном участке в предыдущие этапы солеобразования и какое господствовало на других, более слабо минерализованных площадях солеродного водоема. Такое понимание стадии калиевого накопления можно видеть в работах А. А. Иванова (1960), Ф. Лотце (1938), Г. Борхерта (1959) и др.

В 1949 г. М. Г. Валяшко была выдвинута другая трактовка вопроса. По его мнению, физико-географическая специфика стадии калийной седиментации по сравнению с предыдущими стадиями имеется и чрезвычайно существенная. Выявить ее помогает изучение соотношений между объемами твердых солевых фаз, выпадающих из высококонцентрированной рапы, и объемами остаточной жидкой фазы — маточного рассола. Во второй части этого тома на современных водоемах было показано, что по мере приближения минерализации рапы к точке осаждения эпсомита или еще ближе, к моменту насыщения рапы калиевыми солями, объем твердых фаз становится приблизительно равным объему остающегося маточного рассола. Это означает, что при значительной рыхлости, пористости осадка рапа в подавляющей своей массе скрывается среди выделившихся твердых фаз, т. е. бассейн приближается к типу сухого озера.

Участки калийной седиментации солеродного водоема к ее началу, по М. Г. Валяшко (1949), и начинают превращаться в совершенно мелководные бассейны типа современных сухих озер. Но принципиальное отличие калиевых бассейнов от современных сухих озер заключается в их тектонически весьма подвижном дне. При больших размерах солеродных бассейнов, накопивших галит, разные части дна продолжали погружаться неодинаковыми темпами. Тем самым общая площадь сухого водоема неизбежно расчленилась на участки, быстро погружавшиеся, и участки отстававшие, либо даже начинавшие активно воздыматься. Межкристаллическая рапа стекала с относительно приподнятых площадей в относительно опущенные. Первые, лишаясь донной рапы, переставали дальше садить соли, так сказать, выключались из галогенеза; во влажные сезоны они даже в некоторой мере разрушались. В опускавшихся возникали более или менее крупные водоемы в галититовых берегах с крайне концентрированной рапой, богатой К, Вг, В, Mg и садившей калийные соли вплоть до эвтонической стадии.

Так, при наличии активных и дифференцированных движений дна на площади огромных сухих галититовых озер возникали отдельные локальные, особенно интенсивно прогибавшиеся участки, где вторично развивались водоемы с крайне концентрированной наддонной рапой и создавались возможности калийного солеобразования, благодаря испарению этого наддонного рапного массива. Размеры таких калийных озер с галитовыми берегами были весьма разнообразны и порою отнюдь не малы. Глубина калийных водоемов была незначительна. М. Г. Валяшко определяет ее следующим образом. Садка главных масс сильвина происходит осенью при охлаждении рапы, причем, судя по специальным экспериментам, при понижении  $t$  до  $0^\circ$  или несколько выше из каждого метра слоя рапы должен образоваться слой сильвина мощностью  $\sim 1$  см. Раз так, то мощность годового слоя сильвинита в сантиметрах отвечает мощности наддонной рапы или такой же глубине калийного водоема в метрах. Поскольку в Верхнекамском месторождении мощность годовых слоев сильвинита колеблется в пределах 2—5 см, глубины калиевых водоемов были, очевидно, 2—5 м. Такие же глубины дает определение мощности годовых сильвиновых прослоев в Эльзасском месторождении и в других местах.

Глубина в 5—6 м была, видимо, обычной для бассейнов, садивших калийные соли.

Длительность существования калийных водоемов среди слегка приподнятых площадей галитита и общая мощность отложенных в них калийных комплексов определялись, конечно, длительностью локальных прогибаний, а также размерами их «водосборных пространств» и запасами в них межкристальной рапы. Самый механизм садки калийных солей был примерно таким же, как и в предыдущей концепции.

При наличии двух точек зрения по интересующему нас вопросу, естественен вопрос, какая же из них ближе отвечает действительности?

Мне кажется, что выбор в данном случае облегчен существованием одного из кардинальных законов галогенеза, установленного М. Г. Валяшко, — закона сближения объема маточного рассола и выпадающей из него твердой солевой фазы по мере того, как рассол подходит к точке насыщения по КСl. Совершенно очевидно, что все концепции, не учитывающие этого закона, не могут считаться отвечающими действительности. И только то построение, которое положит в свою основу этот закон, может рассчитывать на правильное воспроизведение природных соотношений. Это значит, что схема М. Г. Валяшко, базирующаяся на законе объемов, должна считаться сейчас единственно приемлемой и правильно воспроизводящей специфику стадии калийной седиментации.

Но, принимая трактовку М. Г. Валяшко, следует все же учесть, что *реальные картины калиевых бассейнов в прошлом могли сильно варьировать.*

Один из вариантов палеогеографической схемы дается теми калийными месторождениями, в которых калиевые породы залегают незначительными линзами. Характерным примером может служить Прикарпатский калийный бассейн, Жилинское, Индерское, Ишимбаевское, Стерлибашевское и некоторые другие месторождения. Малые, а порою и ничтожные размеры этих линз, большая изменчивость их петрографического состава делают крайне трудной трактовку их на основании первой из изложенных выше концепций — как локальных пятен среди обширного солеродного, осаждающего галит, водоема. Но эти же черты становятся легко понятными, если представлять их возникновение в локальных озеровидных впадинах среди сухого галититового озера, куда стекает межкристальная рапа из галититового пласта. Изменения очертаний впадин, сопровождавшиеся переливами маточного рассола из одной депрессии в другую после того как он успел посадить соли начальных этапов (зон) калиенакопления, действительно, как показал М. Г. Валяшко, способны без особых натяжек истолковать сложность состава калийных линз Прикарпатья, особенно если допустить, что процессы соляных деформаций (соляной тектоники) стали развиваться в Прикарпатье уже в миоценовое время. То же относится и к другим представителям карликового типа калиенакопления. Но в районах с более крупным калиенакоплением, особенно второго и первого наших типов, палеогеографическая картина явно была другой.

Примером может служить наше Верхнекамское месторождение. Общая площадь калиеносных пород здесь около 2,8—3,0 тыс. км<sup>2</sup>, т. е. равна приблизительно  $\frac{1}{6}$  современного Кара-Богаз-Гола. И так как основные калиевые пласты распространены практически на всей площади, то, принимая схему М. Г. Валяшко, приходится допускать, что рапные водоемы среди галититового поля в данном случае были настоящими гигантами сравнительно с рапными «лужами» Прикарпатья. То же относится к Старобинскому и Виллистонскому калиевым бассейнам.

Не исключено, что в других местах возникали калийосаждающие бассейны и еще больших размеров. Исключительный интерес представляет с этой точки зрения цехштейновое калиенакопление в Германии. Калиевые

пласты формации Верра приурочены к локальным небольшим депрессиям, внутри которых занимают лишь часть галититового поля; размеры водоемов, накопивших калиевые пласты, следовательно, были невелики и находились где-то в интервале между прикарпатским и верхнекамским их типами.

Совершенно то же относится и к калиенакоплениям третьей (снизу) галогенной формации — ридельской (или нижнесаксонской). Но в формации стассфуртской дело обстоит, возможно, иначе. Мы знаем, что калиевый горизонт залегает здесь на площади около 100 000 км<sup>2</sup> среди галититового поля площадью около 350 000 км<sup>2</sup>. Встает вопрос: как представлять себе условия накопления столь гигантского по площади калиевого месторождения? Отложился ли он в едином водном бассейне, как считают немецкие галурги (Борхерт, Лотце), или же здесь имелась большая серия крупных и мелких бассейнов, разделенных «галититовыми водосборами»? Если обратиться к современному реальному строению стассфуртского горизонта, то окажется, что он состоит из большого числа относительно небольших линзообразных калийных тел (карналлитовой породы и хартзальца), разделенных галититами.

Немецкие геологи считают, что такое линзовидное залегание калийных пластов обязано процессам вторичным — солевому метаморфизму, локально выщелочившему К-соли и превратившему калийные пласты в галититовые. Не отрицая реальности и известного значения этого процесса, все же позволительно усомниться в том, что он является единственной причиной резко выраженной фациальной изменчивости стассфуртского горизонта. Судя по другим, достаточно крупным месторождениям, где всегда наблюдается первичная фациальная изменчивость калийных горизонтов, т. е. первичные седиментационные выклинивания калийных пластов, можно с уверенностью говорить о том, что и в стассфуртском горизонте на площади в 100 000 км<sup>2</sup> первоначально существовал не единый калийный пласт, а большое число более или менее крупных калийных линз, разделенных галититовыми полями. Вторичные процессы солевого метаморфизма только усилили эту первичную изменчивость, а не создали ее целиком. Но если так, то, очевидно, нет оснований допускать в эпоху образования стассфуртского горизонта единый монолитный, осаждавший калиевые соли водоем. В действительности на площади в 100 000 км<sup>2</sup> существовал ряд изолированных рапных участков среди «галититовых водосборов» и в этих самородных бассейнах шло формирование калийных пластов. Размеры водоемов были, вероятно, большими, в сотни и тысячи квадратных километров, как в Верхнекамском месторождении. Не исключено, что по крайней мере некоторые из этих водоемов были даже крупнее, чем на Верхнекамской площади.

Итак, рассмотрение отдельных частных калийных месторождений, в том числе самых крупных, показывает, что *схема М. Г. Валяшко может быть применена к ним, хотя размеры отдельных рапных водоемов среди колоссального «галититового сухого озера» могли значительно варьировать.* Но если это так, то, следовательно, *седиментация калийной стадии вовсе не является простым продолжением предшествующего галогенного осадкообразования, но была специфична и по общей палеогеографической ситуации и по сущности процессов, формировавших и поддерживавших наддонную рапу в водоемах, осаждавших калиевые соли.* Эти бассейны не получали рассолов ни непосредственно из открытого моря, ни через посредство промежуточных водоемов; в них стекала не поверхностная рапа этих водоемов. Они питались межкристальной рапой из окружающих обсохших и несколько приподнятых галититовых полей и, стало быть, *это были по сути дела остаточные озерные бассейны, возникавшие внутри галититового поля и не связанные непосредственно с открытым морем, питавшим весь солевой бассейн в целом.*

## 6. О МЕХАНИЗМЕ, ВЫЗВАВШЕМ ВОЗНИКНОВЕНИЕ СУЛЬФАТНОЙ И ХЛОРИДНОЙ ВЕТВЕЙ КАЛИЙНЫХ ПОРОД

Еще в 1932 г. А. Е. Рыковсков (1932) высказал мысль, что причиной бессульфатности калийных месторождений хлоридной ветви была метаморфизация рапы в прямом направлении, интенсивно протекавшая на подготовительных стадиях и сопровождавшаяся потерей  $MgSO_4$ . К верхнекамскому месторождению эта идея с успехом была применена Ю. В. Морачевским (1940) и Г. Г. Уразовым (1932), рассмотревшими весь ход его формирования. Но в общей форме, применительно ко всему кругу бессульфатных месторождений, теория их генезиса стала возможной лишь после экспериментальной разработки учения о метаморфизме рапы, выполненной М. Г. Валяшко с сотрудниками.

Разберем на солнечной диаграмме перемещения фигуративной точки состава морской воды под влиянием процессов прямой ее метаморфизации ионом кальция по реакции Гайдингера.

Экспериментально установлено (Валяшко и Соловьева, 1953), что при выпаривании неметаморфизованной океанической воды после зоны галита идет:

- 1) зона нормальных сульфатов магния — астраханит, эпсомит, полигалит;
- 2) зона нормальных сильвинитов с эпсомитом, сильвином;
- 3) зона нормальных карналлитов с сакиитом, карналлитом, каинитом;
- 4) зона бишофита.

Для оценки отклонений от этой схемы выберем на линии *Ож-2* несколько точек, например 1, 2, 3, 4, 5, характеризующих все возрастающие степени метаморфизации океанической воды (фиг. 216). Пути кристаллизации рапы для каждой точки указаны стрелками; конечными точками кристаллизации для составов *Ож-1*, 2, 3, 4 будет точка *Е* — солнечная эвтоника, для состава 5 — точка *δ*, отвечающая рапе без наличия в ней  $MgSO_4$ .

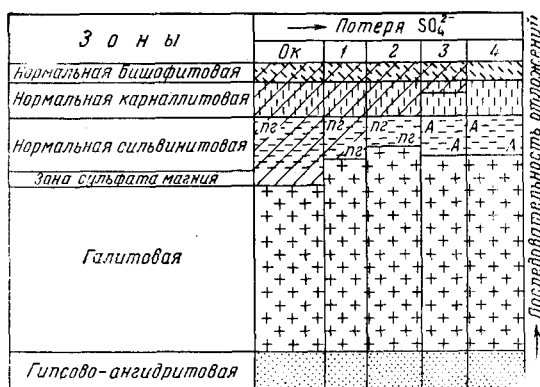
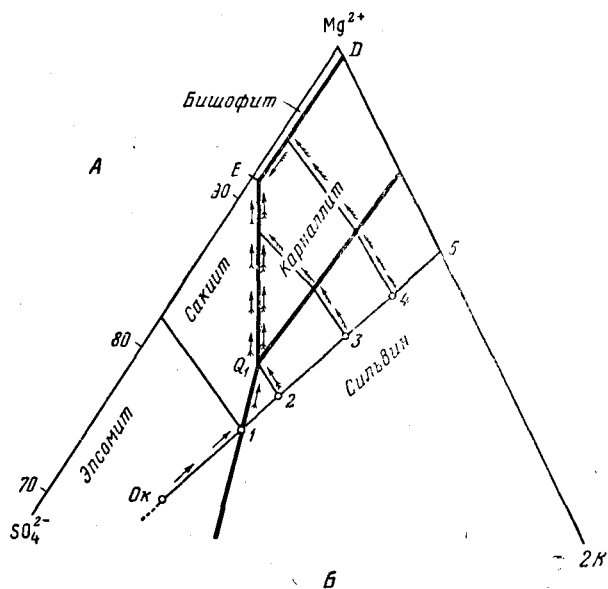
Из рассмотрения диаграммы следует, что при малой степени метаморфизации рапы, отвечающей точке 1, выделение минералов при испарении будет мало чем отличаться от кристаллизации нормальной океанической воды; сократится лишь мощность зоны нормальных сульфатов магния, ибо весь путь от *Ож* до 1 будет исключен. При кристаллизации рапы состава 2 после галита выделится зона бессульфатного сильвинита, остальная часть разреза останется прежней и будет сохранять сульфаты калия и магния. При кристаллизации рапы состава 3 после галита образуется зона бессульфатного сильвинита, потом значительная толща бессульфатного карналлита; но в верхах карналлитовой зоны и во всей бишофитовой еще сохраняются сульфаты магния. При кристаллизации рапы состава 4 бессульфатными окажутся не только вся сильвинитовая и вся карналлитовая, но и часть бишофитовой зоны. И, наконец, рапа состава 5 характеризуется полностью бессульфатный калиевый бассейн.

Так при прогрессирующей прямой метаморфизации рапы и «изгнании» из нее  $MgSO_4$  колонка солевого разреза упрощается за счет ликвидации вначале зоны сульфатов магния, а потом все большего исчезновения калий-магниевых сульфатов из остальных зон. Прогрессирующее исчезновение  $MgSO_4$  из рапы в ходе метаморфизма прямо и непосредственно сказывается в строении соленосного разреза исчезновением соответствующих калий-магниевых сульфатных минералов.

Из изложенного следует, что между собственно сульфатной и хлоридной ветвями калийных месторождений должны существовать постепенные переходы. Они и показаны на фиг. 216 (внизу).

Таковы изменения минеральных комплексов на конечных стадиях галогенеза при прямой метаморфизации рапы соляных водоемов. При

обратной метаморфизации ее, сопровождавшейся обогащением сульфатами магния, изменения состава отложений, естественно, прямо противоположны. Обогащение сульфатами магния и натрия ведет к появлению глауберита еще на стадии догалитовой седиментации. После садки галита



Фиг. 216. «Солнечная диаграмма» и пути кристаллизации различно метаморфизованной океанической воды (по М. Г. Валяшко).

А. Солнечная диаграмма: жирные линии — границы полей кристаллизации; стрелками показано направление изменения состава океанической воды при ее метаморфизации (потеря  $\text{SO}_4^{2-}$ ); тонкие линии — путь кристаллизации нормальной (Ок) и в различной степени метаморфизованной (1, 2, 3, 4, 5) океанической воды. Б. Зоны кристаллизации: *пг* — сопровождающий полигалит; А — сопровождающий ангидрит.

обогащенность рапы  $\text{MgSO}_4$  ведет к развитию астраханитовой зоны, а при садке калиевых минералов — к резкому обогащению их каинитом, лангбейнитом, кизеритом, полигалитом. Примером подобного рода калиевого солеобразования из рапы, метаморфизованной в обратном направлении, являются неогеновые калиевые месторождения Прикарпатья (Калуш, Стебник, Голынь).

На фиг. 217 показано распространение в геохронологической колонке калийных месторождений сульфатного и хлоридного типов. Из рассмотрения ее вытекает прежде всего, что обе ветви калийных месторождений существуют уже с нижнего кембрия, т. е. с того момента, с которого известны галогенные отложения вообще. Вместе с тем бросается в глаза, что наибольшим распространением пользуются хлоридные калиевые осадки; из зарегистрированных 26 К-Mg-месторождений к ним относятся 14, к сульфатным же 12. Это означает, что *прямая и к тому же далеко зашедшая метаморфизация рапы солеродных водоемов была в прошлом распространена достаточно широко и во всяком случае гораздо шире обратной, наличие которой достоверно устанавливается лишь в единичных случаях* (Прикарпатские месторождения). Наконец, следует отметить, что существовали соляные бассейны, в разных частях которых отлагались одновременно или в несколько разные моменты калиевые соли и сульфатной и хлоридной линии. Так, Верхнекамское месторождение, как известно, бессульфатное, а в Урало-Эмбенском солянокупольном районе залегают сульфатные соли; здесь же, впрочем, в отдельных пунктах среди них располагаются и хлоридные накопления (Стерлибашево). То же наблюдается в Прикарпатье и в Делаварском бассейне. При значительном удалении друг от друга этих двух типов накопления калийных солей существование участков с разной интенсивностью прямой метаморфизации еще понятно и не требует специальных объяснений. Но когда хлоридные и сульфатные накопления встречаются в одном и том же районе и даже месторождении (Жилинское в Казахстане, Прикарпатские) обычный механизм метаморфизации уже недостаточен и требуется привлечение каких-то новых процессов, может быть аналогичных тем перемещениям рапы из одного локального водоема в другой, какие были предложены М. Г. Ваяшко для Прикарпатских месторождений.

## 7. О РОЛИ ДИАГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КАЛИЙНЫХ НАКОПЛЕНИЙ

Большой интерес вызывает механизм образования калиевых минералов, которые являются двойными солями К-Mg. Суть вопроса сводится к следующему: являются ли они минералами седиментационными, возникшими путем кристаллизации непосредственно из наддонной рапы, или же сформировались лишь в осадке, в очень раннем диагенезе за счет первично осевших метастабильных твердых фаз?

Этот вопрос отнюдь не праздный. Дело в том, что развитие солевой седиментации в современных водоемах происходит, как было показано Н. С. Курнаковым (1938), по так называемому «солнечному» или метастабильному пути. Поэтому поставленный выше вопрос равнозначен, в сущности, другому принципиальному вопросу: развивалось ли калийное осадкообразование в древних водоемах по тому же метастабильному «солнечному» пути, что и современный галогенез, или шло иначе?

К сожалению, получить непосредственные и прямые указания на ход осаждения солевых фаз в древних водоемах не удастся, но общие соображения решают вопрос вполне определенно и однозначно.

В самом деле, *если скорость испарения с поверхности рапы древних водоемов была такою же, какая сейчас, то ход осаждения твердых солевых фаз мог быть только «солнечным», метастабильным.* Но скорость испарения контролируется климатом, его сухостью, его ветровым режимом. Современный аридный климат, по всем признакам, еще несет на себе отпечаток ледниковой эпохи и по пониженным температурам и по повышенным осадкам. В древние периоды истории Земли, когда полярных ледовых шапок не было, климат аридных зон был, видимо, суше, температуры



| Система                                       | Отдел, ярус     | Соляные бассейны и месторождения                               | Состав и типы калийных месторождений                       |  |   |  |  |
|---|-----------------|--|--|--|---|--|--|
|   |                 |  | Небольшие по размерам плазы или обогащенные калием участки | более крупные прорасты и пласты калийных солей | Промышленные месторождения калийных солей |  |  |
| Четвертичное время                            |                 | Даллопское месторождение (Эфиопия)                             | —————  | —————  |   |  |  |
| Неоген  | Миоцен          | Предкарпатский бассейн   | -----  |  |   |  |  |
|   |                 | Маманское месторождение (Иран)                                 | -----  |  |   |  |  |
|   |                 | Месторождения на о. Сицилия                                    | —————  |  |   |  |  |
| Палеоген                                      | Олигоцен        | Верхнерейнский бассейн (Франция, Германия)                     | —————  |  |   |  |  |
|   | Зоцен           | Каталонский бассейн (Испания)                                  | —————  |  |   |  |  |
| Юра   | J               | Восточно-Туркменский (Гаурдакский бассейн)                     | —————  |  |   |  |  |
| Триас   | T <sub>2</sub>  | Адурский бассейн (Франция)                                     | —————  |  |   |  |  |
| Пермо-триас                                   |                 | бассейн Австрийских Альп                                       | -----  |  |   |  |  |
| П е р м ь                                     | Верхняя пермь   | Северо-Германский бассейн                                      | -----  |  |   |  |  |
|   |                 | Йоркширский бассейн (Англия)                                   | -----  |  |   |  |  |
|   |                 | Польский бассейн   | -----  |  |   |  |  |
|   | Нижняя пермь    | Саладо   | Делаварский бассейн (Нью Мексико, США)                     | -----  |   |  |  |
|   |                 |  | Верхнепечорский бассейн                                    | —————  |   |  |  |
|   |                 | Кунгурский ярус  | Верхнекамский бассейн                                      | —————  |   |  |  |
|   |                 |  | Стерлитамакско-Ишимбаевское месторождение                  | -----  |   |  |  |
|   |                 |  | Стерлибашевское месторождение                              | —————  |   |  |  |
|   |                 |  | Жулянкское месторождение                                   | —————  |   |  |  |
|   |                 |  | Индерское месторождение                                    | -----  |   |  |  |
| Урало-Эмбинские солянокупольные месторождения | -----           |  |  |  |   |  |  |
| Карбон  | C <sub>3</sub>  | Месторождение штата Юта (США)                                  | —————  |  |   |  |  |
|   | C <sub>1</sub>  | Месторождения провинций Нов. Шотландия, Нов. Брансуик (Канада) | —————  |  |   |  |  |
| Девон   | D <sub>3</sub>  | Припятский бассейн   | —————  |  |   |  |  |
|   | D <sub>2</sub>  | Саскачеванский бассейн (Канада)                                | —————  |  |   |  |  |
| Кембрий                                       | Ст <sub>1</sub> | Ангаро-Ленский бассейн   | —————  |  |   |  |  |
|   |                 | Месторождения Соляного края (Пакистан)                         | -----  |  |   |  |  |

————— 1      ----- 2

Фиг. 217. Распространение в сводном геологическом разрезе литосферы калийных накоплений сульфатного и хлоридного типов (по А. А. Иванову).

1 — хлориды калия и магния; 2 — хлориды и сульфаты калия и магния.

же под всеми широтами несколько выше, чем сейчас. Для некоторых эпох — палеогеновой, верхнемеловой — это подтверждается непосредственными измерениями палеотемператур (см. том I, гл. V). Для других эпох — миоценовой — получают величины, близкие к современным. *Во всяком случае имеются все основания принять, что интенсивность испарения с водного зеркала аридных водоемов в древние периоды была отнюдь не меньшей, а временами даже большей, чем сейчас.* Этого достаточно, чтобы с уверенностью утверждать, что седиментогенез в рапных водоемах древности шел, как и современный, метастабильным, «солнечным» путем. А это в свою очередь означает, что в формировании стабильных сложных минералов K-Mg диагенез играл выдающуюся роль; иначе говоря, возникновение калиевых минералов было двукратным процессом. В седиментогенезе осаждался исходный «метастабильный» материал, в диагенезе он превращался в устойчивые, длительно сохраняющиеся фазы. Зная по экспериментальным данным и наблюдениям в природе твердые солевые фазы, образующиеся при солнечном испарении, и минералогический состав разных зон калийных отложений, можно с большой вероятностью представить себе ход процессов минералообразования в рапных водоемах, накопивших калиевые соли. Он изображен вкратце на табл. 42.

Резюмируя анализ физико-географических условий и механизма формирования калийных отложений, получаем следующую схему.

Калиевый седиментогенез локализовался на участках солеродного водоема, наиболее удаленных от места втока питающих его морских вод. Палеогеографически это была огромная сухая галититовая территория, среди которой лишь в отдельных наиболее прогнутых участках сохранялись бассейны, питаемые стоком межкристалльной рапы с приподнятых галититовых площадей. Это были то крупные (в сотни и немногие тысячи квадратных километров), то мелкие и мельчайшие озера, лежавшие в галититовых берегах; живой образ таких водоемов дают некоторые современные калиевые озера Цайдамской впадины Китая (часть вторая этого тома). Глубины калийнакопляющих площадей были незначительны, но погружения дна быстрыми, что и обуславливало их относительно длительное существование, несмотря на большую скорость осадкообразования. Период существования таких озер измерялся от десятков до немногих сотен лет.

Принадлежность калийных отложений сульфатной или хлоридной линии определялась интенсивностью процессов прямой или обратной метаморфизации рапы под влиянием вноса в водоемы речными водами  $\text{CaCO}_3$  и глинистого тонкодисперсного материала. Сами процессы метаморфизации, однако, протекали не в калийнакопляющих водоемах, а в более крупных и менее соленых бассейнах предшествующих стадий развития.

Формирование калиевых минералов шло, как и в современном галогенезе, по «солнечному» или метастабильному пути, иначе говоря, в возникновении твердых солевых фаз огромную роль играл весьма ранний диагенез осадков.

## 8. ТЕРРИГЕННО-АУТИГЕННЫЕ СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Так как в солеродные водоемы наряду с морской водой, приносившей растворенные соли, всегда поступало также некоторое количество речных вод, транспортировавших с собою взвешенный терригенный материал, то в составе галогенных формаций неизбежно наряду с чистыми хемоген-

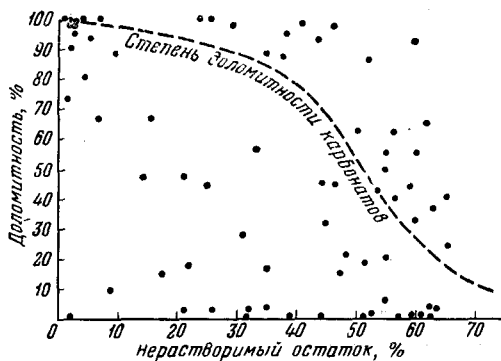
Генетические компоненты соляных пород  
(по М. Г. Валяшко, 1956)

| № зоны по порядку садки | Зона (нормальная)  | Первичные породообразующие минералы   | Вторичные и сопровождающие минералы — диагенетические и эпигенетические  |
|-------------------------|--------------------|---|--|
| 6                       | Бишофитовая        | Эвтонический борат<br>( $MgO \cdot B_2O_3 \cdot xH_2O \cdot yMgCl_2$ )<br>Бишофит<br>Сульфаты магния<br>( $MgSO_4 \cdot xH_2O$ , где $x$ от 6 до 4)<br>Карналлит<br>Галит<br>Гипс | Борацит<br>Кизерит<br>Ангидрит   |
| 5                       | Карналлитовая      | Карналлит<br>Сульфаты магния<br>( $MgSO_4 \cdot xH_2O$ , где $x$ от 6 до 4)<br><br>Каинит (в начальных стадиях образования зоны)<br><br>Галит                                     | Кизерит<br>Лангбейнит<br>Каинит (в нижних участках зоны)<br>Полигалит (в самых нижних, пограничных с сильвинитовой зоной участках)<br>Ангидрит |
| 4                       | Сильвинитовая      | Сильвин<br>Гексагидрит (сакиит)<br>Эпсомит<br>Полигалит<br>Галит  | Каинит<br>Лангбейнит<br>Кизерит<br>Полигалит<br>Леонит (?)   |
| 3                       | Сульфата магния    | Эпсомит<br>Гексагидрит (сакиит)<br>Полигалит<br>Галит   | Кизерит<br>Полигалит<br>Астраханит   |
| 2                       | Галитовая          | Галит<br>Гипс   | Ангидрит<br>Полигалит (только в самых верхних частях зоны)   |
| 1                       | Гипсо-ангидритовая | Гипс  | Ангидрит   |

ными породами возникало некоторое, порою большое, количество терригенно-хемогенных отложений.

В гумидных зонах примешивание терригенного компонента вызывает практически лишь разбавление хемогенной составной части осадка, понижение ее процентного содержания в породе. В условиях аридных дело обстоит сложнее.

Чисто разбавляющее действие терригенные частицы оказывают только в том случае, когда они заносятся ветром, либо получаются абразией волнами берегов, сложенных песчано-алевритово-глинистыми породами. В питании древних солеродных водоемов и тот и другой путь, однако, имели, по всей вероятности, второстепенное значение. Превалировала, как и в гумидных зонах, поставка кластического материала речными водотоками, и именно это обстоятельство сильно усложняло картину.



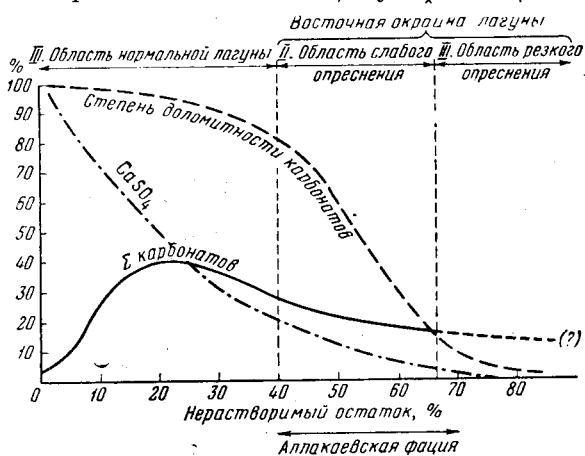
Фиг. 218. Связь степени доломитности с нерастворимым остатком карбонатных пород галогенной формации Башкирского Приуралья.

Поскольку мутная речная вода была весьма слабо минерализована, влияние ее на седиментацию солеродного водоема неизбежно оказывалось двояким. Терригенные частицы загрязняли соляной осадок, делали его более сложным, многокомпонентным, терригенно-хемогенным; пресная же вода разбавляла рапу на площади осаждения осадков этого типа; при этом можно принять в первом приближении, что количество терригенного компонента в породе пропорционально опреснению, хотя может быть и не связано с ним строгими количественными соотношениями. Вот это-то опресняющее действие речных вод, вносящих в водоем терригенный материал, и приводило к тому, что появление и накопление его вызывали не просто разбавление осаждавшегося химического компонента, а нарушали всю систему физико-химических равновесий и резко влияли на существо происходившей хемогенной седиментации.

Чтобы выяснить смысл этих изменений, рассмотрим несколько конкретных примеров.

Один из них был уже давно описан мною при рассмотрении так называемой аллакаевской фации кунгура Ишимбаевского Приуралья (Страхов, 1947). Речь идет в данном случае о языках терригенных отложений среди соленосной толщи нижнего кунгура, представляющих собою как бы след речных потоков — пресной воды в сильно соленой лагуне. На значительном числе анализов были изучены соотношения между нерастворимым остатком аллакаевских пород, т. е. их терригенным компонентом, и содержаниями в них  $\text{CaSO}_4$ , суммы карбонатов и степенью доломитности карбонатного материала (фиг. 218). Результаты изображены в виде суммарной диаграммы, воспроизведенной на фиг. 219. Из нее видно,

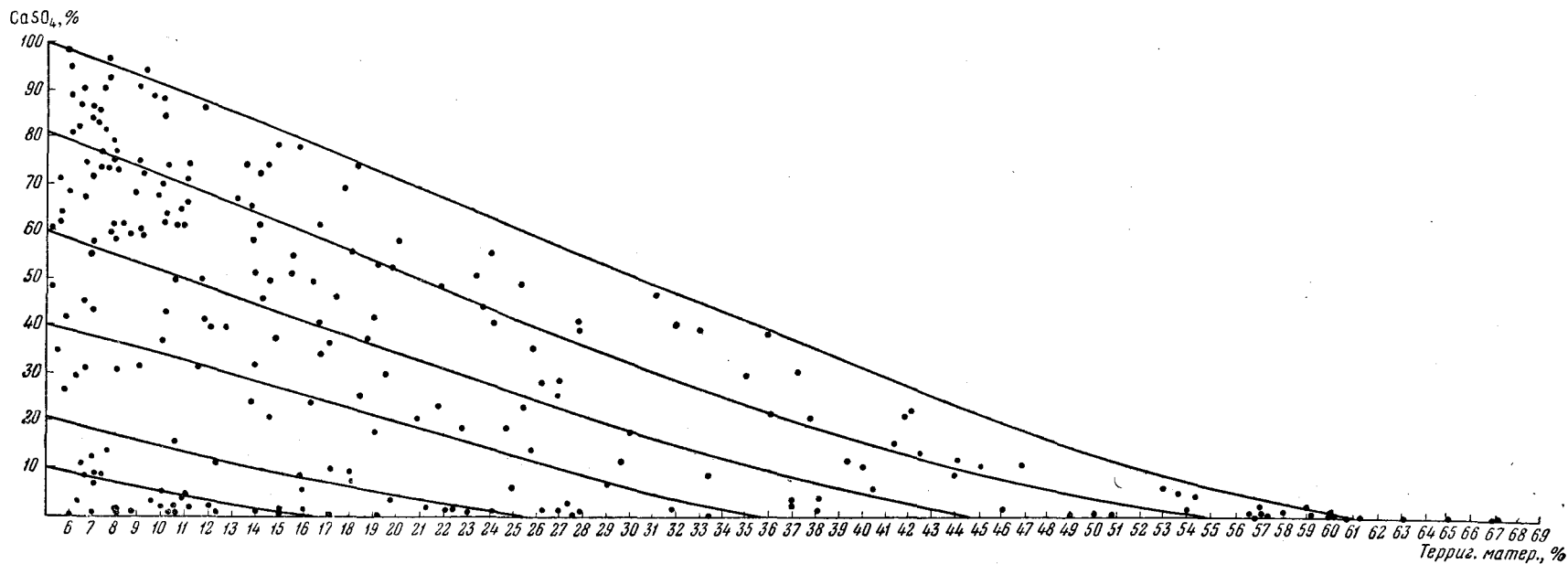
что при увеличении массы обломочного компонента от 0 до 40% происходит резкое снижение сульфатности породы, падающей от 93—95 до примерно 20%. Доломитообразовательный процесс на этом отрезке остается без изменений: вся порция карбонатов выпадает в форме нормального доломита или доломита, чуть разбавленного кальцитом. В интервале от 40 до 65% обломочных частиц сульфатизация терригенных пород падает до немногих процентов, появляются даже вовсе нессульфатизированные породы. Нормальные доломиты в этом интервале встречаются лишь в качестве исключения, обычно же степень доломитности варьирует от 80 до 6%, показывая в среднем резкое понижение интенсивности доломитообразовательного процесса, его подавление. При возрастании количества терригенной примеси свыше 65%, сульфатизация спускается до



Фиг. 219. Изменения химического осадконакопления в кунгурской лагуне под влиянием стока пресных речных вод.

следов; доломитообразовательный процесс подавляется еще резче; после 80% терригенной примеси отлагается либо нормальный кальцит, либо кальцит со слабой примесью доломита.

Другой пример дает соленосная толща нижнего кембрия Сибирской платформы. Из огромного числа анализов ее пород, собранных в работе Я. К. Писарчик (1959), было отобрано около 600 таких, в которых засоление галитом практически отсутствовало, а величины сульфатности и нерастворимого остатка сильно варьировали. Эти анализы были затем нанесены на диаграмму, по оси абсцисс которой откладывалось содержание нерастворимого остатка, а по ординате — содержание сульфатов (фиг. 220). Оказалось, что когда нерастворимого остатка было меньше 5%, содержание  $\text{CaSO}_4$  варьировало от нулевого значения до почти 100%; дополнение дб 100 слагалось доломитом. При возрастании содержания нерастворимого остатка амплитуда колебаний  $\text{CaSO}_4$  все убывала и у значений около 60% нерастворимого остатка сульфаты практически исчезли из породы, оставались только карбонаты. Как понимать эту диаграмму? Очень резкие колебания в соотношениях доломита и  $\text{CaSO}_4$  у пород с нерастворимым остатком < 5% указывают, очевидно, на то, что эти породы отлагались при очень разной солености — от низкой, порядка 15%, когда гипс только еще начинал садиться и доломит его совершенно подавлял, до высокой, порядка 27%, близкой к точке осаждения галита, когда, наоборот, гипс совершенно подавлял доломит. Ордината, следовательно, показывает кроме содержания хемогенных компонентов еще и нарастающее осолонение водоема от 15 до 27% при 100%  $\text{CaSO}_4$ . Возьмем



Фиг. 220. Связь сульфатности пород с нерастворимым остатком (терригенным материалом) — на примере галогенной формации нижнего кембрия Сибирской платформы (по данным Я. К. Писарчик).

теперь эту верхнюю точку максимальной солености и максимального содержания  $\text{CaSO}_4$  в породах и двинемся по диаграмме слева направо, в сторону возрастания примеси терригенного компонента, т. е. постепенного опреснения рапы. Мы видим, как величины максимального содержания  $\text{CaSO}_4$  постепенно убывают, приближаясь к нулю; этот процесс показан верхней кривой. Приток мути и пресной воды все больше затруднял садку гипса, которая прекратилась совсем, когда нерастворимого остатка в породе стало 60%, что свидетельствует о значительном опреснении данного участка пресной водой. Возьмем теперь на ординате другую отправную точку, которой отвечает состав исходной хемогенной породы: 80%  $\text{CaSO}_4$  и 20% доломита; очевидно, эта порода могла отложиться при меньшей средней годовой солености исходной воды, чем в только что разобранном случае. Постепенное увеличение в такой породе нерастворимого остатка также приводит к прогрессивному падению процента  $\text{CaSO}_4$  до нулевых значений; но последнее достигается раньше, чем в вышеописанном первом примере. Это показано кривой 2, достигающей оси абсцисс раньше кривой 1. Беря исходную точку на ординате с еще меньшим содержанием в породе  $\text{CaSO}_4$  и двигаясь по диаграмме вправо, т. е. увеличивая в породе количество нерастворимого остатка, мы достигаем нулевых значений гипса при еще меньших величинах терригенной примеси (кривая 3). Продолжая эту процедуру на все более низких уровнях ординаты, т. е. в водоемах все меньшей исходной солености, получаем, что одновременно нужны все меньшие величины неорганического вещества и, значит, меньшие порции пресной речной воды, чтобы снизить величины  $\text{CaSO}_4$  в породе до нуля. Наконец, на самом низком уровне ординаты, при количестве всего 10%  $\text{CaSO}_4$  в исходной породе, т. е. при соленостях рапы, близких к 15—17%, нужна подмесь всего 16% нерастворимого остатка и отвечающие ей малые массы пресной воды, чтобы полностью приостановить садку гипса.

Все эти примеры показывают, что при соленостях водоема, отвечающих садке доломита и гипса, приток пресных вод, приносящих с собой терригенный материал, может привести к полному подавлению химической садки и той и другой соли. При этом, чем менее солена исходная вода, тем меньше нужно внести в нее пресной воды и отвечающей ей терригенной мути, чтобы приостановить в данной точке садку гипса и доломита.

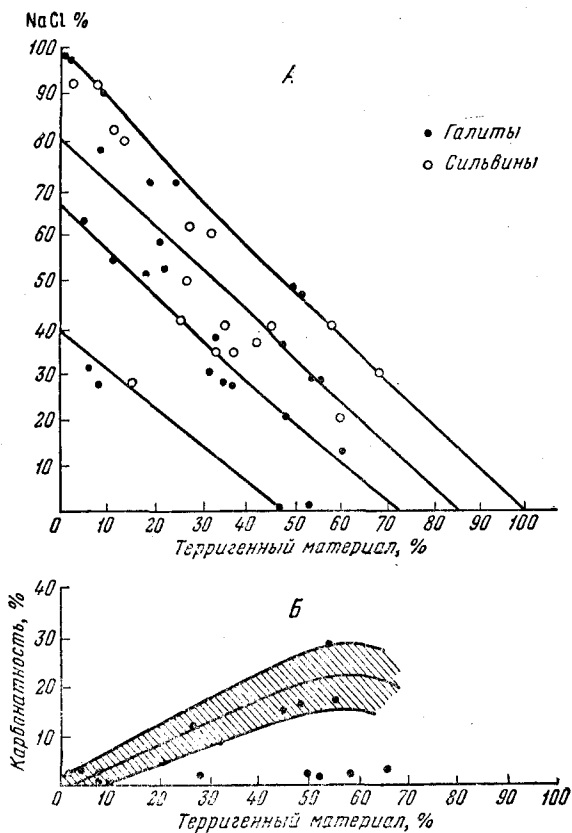
Существенно иначе обстоит дело в высокосоленых водоемах, в которых идет садка галита и калийных солей.

Фиг. 221, А, Б, построенная на данных 44 анализов, опубликованных Е. А. Яржемской (1954), воспроизводит соотношения, существующие между количеством терригенного материала и содержанием галита (или сильвина) в галитах и калийных солях. Из диаграммы видно, что характер соотношений тот же, что мы подробно рассмотрели выше, на примере загрязненных гипсов: содержание галита в породе падает по мере увеличения процента терригенных частиц. Но имеется и одно принципиальное отличие: галит, возникший в сильно соленых водах (кривая 1), не исчезает из породы совсем даже при очень высоком содержании терригенного компонента, доходящего до величин, близких к 100%. И только галит, осевший вблизи начальной точки насыщения рапы хлористым натрием, еще теряет солевую фазу ( $\text{NaCl}$ ) при высоких содержаниях в породе алевритово-глинистых частиц.

Суммируя изложенное, можно считать установленным, что на начальных и средних ступенях минерализации, когда садятся доломит и гипс или только что началась садка галита, поступление терригенного материала и пресных вод приводит не только к загрязнению солевых фаз, но локально, в местах очень большого приноса мути, может прекратить их садку. Иначе говоря, в водоемах начальных и средних ступеней минерализации на участках, где садится много обломочных частиц, хемогенная

седиментация как бы отстает от общего уровня ее в бассейне. Но при высокой и очень высокой минерализации эффективность вноса пресной воды и терригенного материала становится меньшей и сводится лишь к значительному загрязнению твердых фаз.

Добавим, что обогащение гипсовых и галитовых пород терригенным материалом всегда сопровождается увеличением содержания карбонатного компонента, обычно доломита или смеси доломита с кальцитом. Это обстоятельство хорошо видно на фиг. 221 Б. Прирост происходит, очевидно, за счет поступления вместе с пресной водой также бикарбонатов Ca и Mg.



Фиг. 221. Влияние нерастворимого остатка на аутигенную часть галита (по Е. А. Яржемской).

А. Соотношение галита и сильвина с нерастворимым остатком.

Б. Терригенная примесь и состав карбонатов.

Чрезвычайно интересное влияние оказывает количество терригенного компонента на состав карбонатов, всегда присутствующих в терригенно-галогенных породах. Дело в том, что возрастание глинистой примеси в этих породах неизменно сопровождается повышением содержания железа, марганца и других компонентов, а также и органического вещества. В диагенезе окисное железо и перекись марганца редуцируются и появляются  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ . От редуцирования  $\text{MgSO}_4$  иловой воды возникает  $\text{MgCO}_3$ . Когда первичной седиментационной карбонатной примеси (т. е.  $\text{CaCO}_3$ , доломита) в породах вообще немного, появление диагенетических  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  существенно меняет окончательный состав карбонатов. Реакции с седиментационным кальцитом и доломитом приводят к образованию анкеритов и железистых доломитов, а избыточные массы  $\text{FeCO}_3$  дают сидериты с большей или меньшей примесью  $\text{MnCO}_3$ .



и  $MgCO_3$ . Иначе говоря, состав карбонатных компонентов пород, сильно загрязненных глинистым материалом, отличается железистостью и сложным минералогическим составом. По мере же убывания количества терригенной примеси падает железистость карбонатов и происходит упрощение самого их состава. На доломитовой и гипсовой стадиях сильно железистые анкериты с примесью  $FeCO_3$  в породах, богатых глиной, сменяются в слабо глинистых породах сначала железистым, а потом нормальным доломитом. На галититовой и калийной стадиях железистые анкериты и доломиты в сильно и весьма сильно глинистых породах уступают место пистомезитам; в породах же с небольшой примесью глинистого материала — магнезитам. Эту смену составов карбонатных компонентов можно пока что подтвердить лишь единичными наблюдениями (Щербина, 1956); она скорее теоретическая, чем выведенная из фактического материала. Но все, что мы знаем сейчас о составе карбонатов, рассеянных в породах гумидных зон (Страхов, Глаголева, Залманзон, 1959), говорит в пользу такой смены, почему я здесь ее и излагаю, ставя вопрос о ее проверке в дальнейшем. Добавлю, что существенное значение для конкретных карбонатных парагенезов имеет содержание в породах  $C_{орг}$ : чем его больше, тем большие массы железа переходят в  $FeS_2$  и меньше загрязнение карбонатного материала углекислым железом; очищение кальцита и доломита от анкеритов, сидерита и железистых доломитов происходит в этом случае скорее. При детальном анализе составов карбонатных компонентов в терригенно-галогенных породах это обстоятельство должно обязательно учитываться.

Оказывая явное влияние на состав накаплиющихся в аридных породах хемогенных фаз, терригенный компонент сам при этом испытывает воздействие соленой среды и под влиянием ее изменяется. Наиболее отчетливо проявляется этот процесс у глинистых минералов.

В тонкой фракции галититов и калийных солей Е. А. Яржемской (1954) были установлены гидрослюды с примесью хлоритов; при этом гидрослюды нередко обогащены  $K$ ,  $Na$  и  $Mg$ ; содержание  $MgO$  иногда поднимается до 7—8%, что, видимо, указывает на наличие каких-то аутигенных магнезиальных силикатов. Минералы типа сепиолита действительно были установлены в осенней садке современного оз. Эльтон (Васильев, 1956). Я. К. Писарчик (1958<sub>2</sub>) в тонкой глинистой фракции пород соленосной толщи  $Ст_1$  Сибирской платформы были установлены гидрослюды и магнезиальные гидрохлориты, причем количество последних резко возрастало в породах, возникших из более соленой наддонной воды. Эти немногие пока достоверные факты показывают, что в сильно минерализованных аридных водоемах гидрослюды обогащаются щелочными металлами и одновременно появляются и накапливаются магнезиальные силикаты; но интенсивность проявления этих признаков варьирует в разных галогенных толщах.

Чтобы понять сущность процесса, намечаемого указанными фактами, необходимо вспомнить, что глинистый материал в осолоненных аридных водоемах в главной массе своей имеет аллохтонное происхождение: он занесен в бассейны речными водами из соседних по горизонтали и вертикали гумидных зон. И если в составе глинистых частиц появляются новые, указанные выше черты, то это означает, что в новых, резко отличных условиях соляного бассейна принесенные минералы действительно в большей или меньшей степени видоизменяются, приспособляясь к новой среде и новым солевым твердым фазам, с которыми они сосуществуют.

Наличие взаимных влияний твердых солевых фаз на глинистые частицы и терригенного компонента на хемогенный придает галогенным породам черты внутренней взаимосвязанности, делает их чем-то внутренне цельным, подобно тому, что наблюдается в группе гумидных пород (см. том II, гл. VII).

## 9. О НЕКОТОРЫХ СПЕЦИФИЧЕСКИХ СЛУЧАЯХ ВЛИЯНИЯ РЕЧНЫХ ВОД, ПОСТУПАЮЩИХ В СОЛЕРОДНЫЙ ВОДОЕМ

Чтобы закончить характеристику влияния речных вод на галогенез, остановимся еще на двух специфических формах этого влияния, наличие и природа которых были раскрыты лишь в последние годы. Я имею в виду массовое накопление в галогенных формациях магнезита и полигалита.

Как уже указывалось, с достижением насыщения рапы гипсом начинает работать реакция Гайдингера, в результате которой в рапе появляется углекислый магний. После некоторого периода его накопления до стадии пересыщенного раствора начинается его осаждение и появление в составе соляного осадка в виде магнезита. Как выявлено впервые работами Г. И. Белькова, а потом автора (совместно с А. И. Цветковым, 1944), магнезит констатируется уже в отложениях сульфатной (ангидритовой) стадии, но особенно — в галититах и в калийных породах. Как правило, накопления магнезита в галогенных отложениях невелики, что стоит в связи, вероятно, с малыми массами поступающих в солеродные водоемы речных вод, приносивших в растворе  $\text{CaCO}_3$ . Но когда в отдельных пунктах, благодаря благоприятному стечению обстоятельств, речной внос становился достаточно интенсивным, накопление  $\text{MgCO}_3$  в осадках резко увеличивалось, и возникали своеобразные породы, в которых магнезит начинал играть роль породообразующего минерала. Интереснейший случай такого рода был описан Е. К. Фроловой (1955) в кунгурских отложениях Куйбышевского Заволжья. В юго-западной части его, а также в прилежащем северо-восточном участке Саратовской области, в сульфатизированных глинистых доломитах основания кунгура содержание магнезита поднимается до 75,5% от породы, т. е. породы превращаются в глинистые сульфатизированные магнезиты. Это наглядно видно из табл. 43.

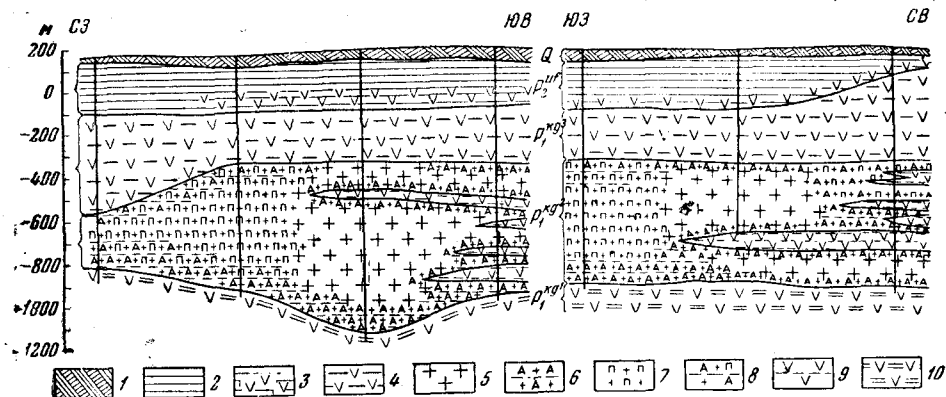
Т а б л и ц а 43

Содержание  $\text{MgCO}_3$  в породах кунгура, в %  
(по Е. К. Фроловой, 1955)

| Площадь                         | № обр. | $\text{CaSO}_4$ | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | $\text{MgCO}_3$ |
|---------------------------------|--------|-----------------|------------------------------|-----------------|
| Красная поляна . . . . .        | 543    | 61,91           | 16,73                        | 7,60            |
| »   »   »   »   »   » . . . . . | 547    | 16,17           | 67,57                        | 7,20            |
| Рахмановка . . . . .            | 42а    | 64,85           | 7,27                         | 25,00           |
| »   »   »   »   »   » . . . . . | 42     | 37,15           | 16,36                        | 43,45           |
| Дергуновка . . . . .            | 131    | 39,30           | 3,59                         | 48,52           |
| »   »   »   »   »   » . . . . . | 134    | 16,06           | 3,94                         | 64,60           |
| »   »   »   »   »   » . . . . . | 137    | 10,37           | 1,18                         | 75,54           |

Причины возникновения столь крупных концентраций магнезита объясняются следующими двумя обстоятельствами: а) участок {магнезито-накопления располагался у западного побережья солеродного бассейна; б) высокие содержания магнезита сопровождаются повышенным содержанием терригенного глинистого материала. И то и другое свидетельствует, что где-то вблизи современной Самарской Луки в солеродный бассейн впадал речной водоток, который приносил с собою не только терригенный глинистый материал, но и много  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  в растворе. Взаимодействие углекислого кальция с  $\text{MgSO}_4$  рапы по схеме Гайдингера вело к возникновению соответственно больших количеств  $\text{MgCO}_3$ , который из-за микроразмеров своих твердых частиц осаждался вместе с глинистым мате-

риалом, давая глинистые сульфатизированные магнезитовые осадки (породы). Наличие в сульфатных породах наряду с магнезитом еще и доломита объясняется изменением химической садки в годичном цикле. В моменты весеннего (или осеннего) опреснения, когда вода вступала временно в фазу недосыщения гипсом, реакция Гайдингера не шла, садился доломит; в испарительный период, когда гипс насыщал воду, реакция Гайдингера вступала в свои права — начиналась садка магнезита. В осадке продукты осаждения в разные сезоны смешивались и возникал своеобразный доломитово-магнезитовый парагенезис (Страхов, 1951).



Фиг. 222. Строение полигалитового месторождения Яр-бискадак (по В.В. Герасимовой).

1 — четвертичные образования (Q); 2 — пестроцветная толща уфимского яруса (P<sub>2</sub><sup>uf</sup>); 3 — та же пестроцветная толща сульфатизирования; 4 — верхняя пачка кунгура (P<sub>1</sub><sup>kg<sup>1</sup></sup>) — ангидрит с прослоями мергелей и глин; 5—9 — средняя пачка кунгура (P<sub>1</sub><sup>kg<sup>2</sup></sup>): 5 — каменная соль; 6 — ангидрит-галитовые, магнезит-ангидрит-галитовые и глинисто-магнезит-ангидрит-галитовые породы; 7 — полигалит-галитовые и магнезит-полигалит-галитовые породы; 8 — ангидрит-полигалит-галитовые и магнезит-ангидрит-полигалит-галитовые породы; 9 — ангидритовые и глинисто-ангидритовые породы; 10 — нижняя пачка кунгура (P<sub>1</sub><sup>kg<sup>3</sup></sup>) — ангидритовые, глинисто-ангидритовые, доломит-ангидритовые породы с прослоями глин, мергелей и доломитов.

Если массовое накопление магнезита в осадках солеродного водоема было реакцией бассейна на интенсивное речное питание на ранних стадиях галогенеза, то накопление полигалита, по крайней мере в ряде случаев, было аналогичной реакцией на весьма поздних стадиях галогенного осадкообразования.

Интересны с этой точки зрения соотношения в солевой толще кунгура Ишимбаевского Приуралья.

Как известно, в этой толще значительным, хотя и не повсеместным, распространением пользуются прослой полигалит-галитовой породы с содержанием полигалита до 35,6%. Соотношения ее с чисто галитовыми накоплениями разъясняются на примере Яр-бискадакского участка, описанного В. В. Герасимовой (1956). На правобережной части месторождения полигалитовые и галитовые накопления имеют зональное расположение. Центральная (большая) часть залежи, вытянутая в северо-западном направлении, сложена каменной солью, преимущественно чистой (фиг. 222). В направлении на юго-восток мощность каменной соли уменьшается за счет вклинивания в нее ангидрит-галитовой и глинисто-ангидритовой пород. В направлении на северо-восток и юго-запад в каменной соли появляется вкрапленность полигалита, сначала незначительная, но постепенно все увеличивающаяся. Каменная соль переходит в полигалит-галитовую породу. Одновременно увеличивается примесь ангидрита и появляется магнезит; к периферии залежи количество этих примесей все возрастает.

При анализе генезиса полигалита Ишимбаевского района необходимо иметь в виду, что разрез галогенного кунгура здесь отличается, вообще говоря, большой чистотой от терригенного материала. В то же время имеются ясные следы вноса его несколькими реками, текшими с Урала; языки терригенного материала, им поставлявшегося, прослеживаются в разрезе кунгура в виде так называемой аллакаевской фации (см. выше). Заметим, что в недалеком расстоянии от Яр-бешкадака на площади рифового Восточного массива аллакаевская фация детально прослежена мною (Страхов, 1947). Очевидно, отсюда по направлению на север к Яр-бешкадаку в течение всего «соленосного» времени отходила веточка опресненной воды, заносившая значительные количества  $\text{CaCO}_3$  и глинистых частиц.

«Существование каменной соли и полигалитсодержащих пород на одних и тех же горизонтах соляной толщи и более или менее постепенные взаимопереходы их друг в друга свидетельствуют, — правильно умозаключает В. В. Герасимова, — об одновременности садки галита и полигалита. Тесный парагенезис полигалита с ангидритом, магнезитом и глинистым материалом в периферических частях соляной залежи... свидетельствует о том, что образование полигалита происходило при постоянном поступлении в бассейн пресных вод, приносявших кальций и терригенный материал» (стр. 360)<sup>1</sup>. «Отсутствие в соляных породах Яр-бешкадакского месторождения каких-либо других калиевых минералов кроме полигалита не дает основания предполагать происхождение последнего за счет диагенетических изменений неизвестных калиевых минералов. В пользу сингенетического происхождения свидетельствует слоистая структура полигалита и чередование его слоев со слоями каменной соли. Диагенетические процессы здесь не были столь интенсивными, чтобы полностью уничтожить следы первичной седиментационной структуры пород» (Герасимова, 1956, стр. 359—360).

Реальность возникновения полигалита указанным метаморфогенным путем была экспериментально доказана М. Г. Валяшко и А. А. Нечаевой (1952). Были синтезированы растворы, насыщенные периодическими солями<sup>2</sup> при 25° С и отвечающие по своему составу различным стадиям сгущения океанической воды от точки, близкой к началу кристаллизации эпсомита, до точки начала кристаллизации карналита. В одной серии опытов к растворам приливался насыщенный раствор  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , в других — такой же раствор  $\text{CaSO}_4$ . После их добавления растворы подвергались испарению до первоначального объема. Так повторялось много раз, пока не накопилась достаточная масса осевшей твердой фазы. После отделения и исследования ее оказалось, что в одних случаях твердая фаза является гипсом, в других — полигалитом. Судя по опытам, полигалит кристаллизуется из продуктов сгущения океанической воды только в области, близкой к началу выделения сильвина. Из несколько метаморфизованных растворов в прямом направлении (т. е. обедненных  $\text{SO}_4^{2-}$ ) и находящихся в поле сильвина, полигалит уже не выделяется, а кристаллизуется гипс.

Таким образом, можно принять достоверно, что *на высоких ступенях осолонения, когда калиевые соли близки к насыщению, метаморфизация рапы солями Са, приносимыми пресными водами, действительно приводит к образованию полигалита*. Список метаморфогенных минералов на конечных этапах галогенеза пополняется новым, на этот раз калиевым, минералом.

<sup>1</sup> Аналогичный вывод был сделан ранее А. А. Ивановым для Предкарпатских месторождений.

<sup>2</sup> Периодическими твердыми фазами в галургии называют минералы, выпадающие в осадок в один сезон и растворяющиеся в другой (например, мирабилит, галит), когда в бассейне еще не созданы условия для возникновения солевого пласта.

Способность полигалита кристаллизоваться при взаимодействии мало минерализованных вод с насыщенными растворами калиево-магневых солей объясняет и другую особенность его истории — обычное возникновение при выветривании калиевых месторождений. При этом, как показал Я. Я. Яржемский (1949), полигалит замещает практически почти все минералы калиевых свит — сильвинит, каинит, лангбейнит и др.

#### 10. О ЗАКОНЕ, ОПРЕДЕЛЯЮЩЕМ РАЗМЕЩЕНИЕ ПОРОД ВНУТРИ МОРСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

При изучении гумидного литогенеза (тома I и II) было показано, что место породы внутри формации определяется фаціальным типом пород и фаціальным типом формации.

Размещение пород внутри галогенных морских формаций подчиняется, в сущности, тому же закону. Но применительно к ним формулировка закона может быть все же несколько видоизменена и сделана еще более четкой и конкретной. Дело в том, что *в водоемах аридных зон фаціальный тип осадка однозначно связан с его вещественным составом*. Так, например, доломит как самостоятельный осадок может возникнуть лишь на участках сравнительно мало соленых вод, т. е. по периферии солеродного бассейна, когда он сильно минерализован, гипс — на площадях с более минерализованной рапой и т. д. Это обстоятельство позволяет считать, что *место породы внутри галогенной формации определяется ее вещественным составом и фаціальным типом формации*. Поэтому, если мы имеем дело с калийной солью, то тщетно искать ей место в составе лагунных формаций, — она возникает только в формациях заливных, краевых морских и внутриконтинентальных солеродных морей. Всегда калийная соль будет находиться внутри поля галититов, занимая в нем ограниченные участки. Всегда пласты калийной соли будут залегать в верхах соленосного горизонта одной или несколькими пачками. Пространственно же у симметрично построенных формаций — в центральной наиболее мощной их части, у формаций с простой асимметрией — в частях их, отвечающих кутовой области бассейна, у сложноасимметричных формаций — в разных их частях, но всегда отвечающих наиболее мощной толще соляных пород. Аналогичное можно сказать о любой породе, входящей в состав галогенных формаций.

*Эта удивительно четкая связь вещественного состава пород с их местом внутри галогенных формаций делает последние совокупностями действительно кровно взаимосвязанных образований.*

#### III. МИКРОКОМПОНЕНТЫ В СОСТАВЕ МОРСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

При характеристике галогенных формаций континентального типа было отмечено, что порою, при специфическом петрографическом составе водосборных площадей, в породах формаций отмечается накопление некоторых малых элементов — Br, B и др. В морских галогенных формациях, в отличие от континентальных, накопление F, B, Br, Sr и др. отмечается всегда, причем оно протекает весьма закономерно в ходе осолонения.

Одновременно с этими элементами в галогенных породах всегда присутствуют Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Cu и др., причем их распределение и формы нахождения также вполне закономерны. Это обстоятельство заставляет остановиться вкратце на распределении и накоплении названных элементов в морских галогенных формациях.

## 1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И НАКОПЛЕНИЕ СТРОНЦИЯ

Содержание стронция в речных водах (по В. И. Вернадскому) около  $1,3 \times 10^{-5} \%$ , в морских же  $1 \times 10^{-3} \%$ , т. е. почти в 70 раз больше. Несмотря на это, стронций даже в виде  $\text{SrCO}_3$  далек от насыщения морской воды и в морских осадках практически не накапливается. Те ничтожные содержания стронция в известковых осадках и породах, которые все же обычно наблюдаются, обязаны биогенному извлечению совместно с  $\text{CaCO}_3$  при построении организмом своих раковин.

В осолоняющихся водоемах морского генезиса содержания Sr в рапе непрерывно растут, и, наконец, достигается момент, когда стронций начинает химически осаждаться, образуя самостоятельную твердую фазу — целестин ( $\text{SrSO}_4$ ), примешивающуюся к основным солевым фазам галогенных пород. Находки целестина в разрезах галогенных толщ известны давно — из кембрийских отложений Сибирской платформы, девонских, кунгурских, казанских и других пород Русской платформы, цехштейна Германии и многих других мест, однако точное определение времени осаждения  $\text{SrSO}_4$  в истории осолоняющегося бассейна стало возможно лишь относительно недавно (в 40-х годах), после проведения рядом авторов геохимических исследований на специально подобранных сериях проб.

Работа по распределению стронция в отложениях кунгура Ишимбаевского Приуралья была выполнена автором совместно с И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946) на 75 образцах, обнимающих все петрографические типы отложений. Результаты определений представлены в табл. 44. Получилась достаточно четкая картина. Песчаники отличаются в среднем минимальным содержанием стронция, глины и мергели — вчетверо большим, известковистые доломиты и доломиты еще большим, но максимум приходится на доломиты сульфатизированные, образующие переходное звено между доломитовой и ангидритовой седиментацией; в чистых ангидритах содержание Sr вновь значительно падает, в среднем до 0,20%, в галититах же и в калийных солях — до ничтожных следов, часто совсем неуловимых анализом. Такая картина вырисовывается, однако, если оперировать усредненными величинами; индивидуальные анализы дают резко меняющиеся цифры внутри каждого из анализированных типов пород, что следует приписать, конечно, энергично происходившему перераспределению целестина в диагенезе галогенных осадков. Отвлекаясь от этих вторичных, усложняющих картину, деталей, получаем, что *содержание стронция в виде целестина представляет собою характерное явление средних ступеней осолонения с максимумом где-то в самом начале сульфатной стадии*, когда доломитообразование сменяется гипсоотложением. В обе стороны от максимума концентрации Sr в породах убывают, причем в направлении низкой минерализации, отвечающей садке мергелей, глин, песчаников, затухание выражено слабее, чем в сторону высокой минерализации, при которой шло отложение галитита и калиевых солей. Иначе говоря, *кривая распределения стронция в ряду осадков солеродного бассейна явно асимметрична, с более пологим крылом на начальных ступенях осолонения и более крутым — на высоких.*

Распределение стронция в галогенных толщах других горизонтов и территорий подтверждает эти выводы, обнаруживая одновременно некоторые новые детали.

А. П. Виноградовым и Т. Ф. Боровик-Романовой (1945) было изучено распределение стронция (в виде целестина) в четырех скважинах, которые вскрыли гипсодоломитовые отложения кунгура, доломитово-известковые артинские породы и частично карбонатные отложения Сз. Среднее содержание  $\text{SrSO}_4$  в известняках (из 15 определений) оказалось равным 0,20%; в доломитах (из 36 определений) — 1,23%, в ангидритах и гипсах (из 17 определений) — 0,70%. При этом в известняках  $\text{SrSO}_4$

Распределение стронция в породах кунгура Иншимбаевского Приуралья, в %

| Местонахождение образца                | Нераствори-<br>мый остаток | Сульфаты | Карбонаты | Sr        |
|--|----------------------------|----------|-----------|-----------|
| <i>I. Песчаники</i>                    |                            |          |           |           |
| Скв. 3/25, глуб. 729 м . . . . .       | 51,79                      | 0,91     | 16,18     | 0,10      |
| Р. Зиган, низы кунгура . . . . .       | —                          | 1,22     | 29,30     | 0,12      |
| Там же . . . . .                       | —                          | 0,49     | 34,86     | 0,03      |
|  |                            |          | Среднее   | 0,08      |
| <i>II. Глины и мергели</i>             |                            |          |           |           |
| Р. Зиган, низы кунгура . . . . .       | —                          | 1,27     | 73,52     | 0,37      |
| Скв. 3/25, глуб. 1252 м . . . . .      | 42,14                      | 0,39     | 39,95     | 0,76      |
| » 3/25 » 1318 м . . . . .              | 45,25                      | 24,33    | 17,58     | 0,39      |
| » 3/25 » 1323 м . . . . .              | 55,04                      | 8,23     | 19,86     | 0,25      |
| » 3/25 » 1326 м . . . . .              | 54,87                      | 11,26    | 20,74     | 0,41      |
| » 3/25 » 1329 м . . . . .              | 60,02                      | 5,97     | 18,51     | 0,64      |
| » 3/25 » 1335 м . . . . .              | 47,05                      | 20,00    | 20,67     | 0,59      |
| » 3/25 » 1403 м . . . . .              | 55,87                      | 0,57     | 32,53     | Нет       |
| » 3/25 » 1408 м . . . . .              | 52,50                      | 0,59     | 22,94     | 0,22      |
| » 3/25 » 1420 м . . . . .              | 12,89                      | 66,20    | 15,99     | Нет       |
|  |                            |          | Среднее   | 0,36      |
| <i>III. Известковистые доломиты</i>    |                            |          |           |           |
| Скв. 5/11, глуб. 375,4—383,1 м . .     | 6,46                       | 10,15    | —         | 0,20      |
| » 5/11 » 90,5—398,2 м . .              | 2,96                       | 6,29     | —         | 0,94      |
| » 5/11 » 409,6—411,9 м . .             | 0,74                       | 0,66     | —         | Сл.       |
| » 5/11 » 519,9—528,5 м . .             | 0,30                       | 1,53     | —         | Нет       |
| » 5/11 » 519,9—528,5 м . .             | 0,20                       | 0,95     | —         | 3,78      |
| » 5/11 » 519,9—528,5 м . .             | 1,18                       | 2,21     | —         | 2,22      |
| » 5/11 » 519,9—528,5 м . .             | 0,34                       | 4,68     | —         | 0,84      |
| » 5/11 » 528,5—536,7 м . .             | 0,46                       | —        | —         | 1,91      |
| » 5/11 » 567,5—578,1 м . .             | 0,28                       | 0,83     | —         | 0,99      |
| » 5/11 » 578,1—581,1 м . .             | 0,30                       | 1,84     | —         | 0,10      |
| » 10/20 » 1033—1043 м . . .            | 0,10                       | 1,12     | —         | Нет       |
| » Рязановка 1 глуб. 540—546,2 м        | —                          | —        | —         | 1,50      |
| » » » 540—546,2 м                      | —                          | —        | —         | 0,90      |
| » » » 546,2—553 м                      | —                          | —        | —         | 7,80      |
| » Тимашевка, верхи кунгура . .         | —                          | —        | —         | сл. —0,05 |
| Там же . . . . .                       | —                          | —        | —         | 0,40      |
| Р. Зиган, низы кунгура . . . . .       | —                          | —        | 0,46      | 0,60      |
| Там же . . . . .                       | —                          | —        | —         | 0,02      |
| Скв. Тимашевка, верхи кунгура .        | —                          | 1,63     | —         | Нет       |
|  |                            |          | Среднее   | ?         |
| <i>IV. Сульфатизированные доломиты</i> |                            |          |           |           |
| Скв. 42/2, глуб. 658,4—663,4 м .       | —                          | 17,86    | —         | 3,42      |
| » 10/20 » 971—978 м . . .              | 5,36                       | 26,30    | —         | 11,72     |
| » 10/20 » 971—978 м . . .              | —                          | —        | —         | 12,46     |
| » 10/20 » 978,9—982 м . . .            | —                          | —        | —         | 15,58     |
| » 10/20 » 1001—1008,3 м . .            | —                          | —        | —         | 12,51     |
| » 10/20 » 1001—1008,3 м . .            | —                          | —        | —         | 19,95     |
| » 10/20 » 1033—1043 м . . .            | —                          | —        | —         | 0,20      |
|  |                            |          | Среднее   | 10,64     |

Таблица 44 (продолжение)

| Местонахождение образца         | Нераствори-<br>мый остаток | Сульфаты | Карбонаты | Sr    |
|---------------------------------|----------------------------|----------|-----------|-------|
| <i>V. Ангидриты</i>             |                            |          |           |       |
| Скв. 5/11, глуб. 346,5—349,5 м. | 1,10                       | —        | 1,33      | 0,10  |
| » 5/11 » 464,5—472,9 м.         | 0,98                       | —        | 29,33     | Нет.  |
| » 3/25 » 1420 м . . . . .       | 12,89                      | —        | 15,98     | »     |
| » 48/20 » 590 м . . . . .       | 2,68                       | —        | 6,82      | 12,64 |
| » 10/20 » 738,5—748,4 м.        | 0,93                       | —        | 1,72      | 0,74  |
| » 10/20 » 738,5—748,4 м.        | Сл.                        | —        | Нет       | 0,21  |
| » 10/20 » 756,9—778,2 м.        | 2,09                       | —        | 9,30      | 0,25  |
| » 10/20 » 906—912 м . . .       | 0,10                       | —        | 1,54      | 0,46  |
| » 10/20 » 932—942 м . . .       | 0,25                       | —        | 4,74      | 0,10  |
| » 42/2 » 245,9—255 м . .        | —                          | —        | 8,24      | 0,29  |
| » 42/2 » 410,2—416,5 м.         | —                          | —        | 9,34      | 0,20  |
| » 1/23 » 429,5—431,8 м.         | 4,15                       | —        | 11,83     | Нет   |
| Разрез по р. Селеук . . . . .   | —                          | —        | —         | 0,20  |
| » » » » . . . . .               | —                          | —        | —         | Нет   |
|                                 |                            |          | Среднее   | 0,20  |

находился обычно на уровне 0,06—0,40%, редко ниже, и только один раз было определено 2,87%. В доломитах пределы колебаний обычно те же, но часто определялись величины в 2,8—5,0 и даже 14,25%, т. е. наблюдалась та же локальная концентрация стронция, какую мы видели на примере кунгура Ишимбаево. В сульфатных породах содержания  $\text{SrSO}_4$  довольно ровные — порядка 0,30—0,40% и лишь единично до 1,00—2,8%. Таким образом, тяготение максимума стронциенакопления к концу доломито-осаждения и началу сульфатной стадии выражено и в данном случае весьма отчетливо.

Следствием такой стадийной приуроченности является наличие во всех четырех скважинах ясно выраженного *горизонта стронциевого обогащения*, приуроченного к границе артинских и кунгурских отложений, т. е. к моменту, когда доломитообразование сменялось садкой сульфатов. При этом высокие концентрации  $\text{SrSO}_4$  чаще всего локализируются в доломитах, но иногда и в перекрывающих их сульфатных породах, что полностью отвечает условиям садки целестина.

Весьма интересная новая деталь в геохимии стронция была описана Я. Я. Яржемским (1938), изучившим галогеенные породы кембрия Приангарья. Специфика этого случая в том, что накопления стронция обнаружены им в отложениях, возникших не на фоне прогрессирующего осолонения, как в описанных выше случаях, а на фоне прогрессирующего рассолонения, в надсоленосной толще.

Это последнее обстоятельство требует объяснения. Отложение целестина при рассолонении рапы, уже достаточно обедненной стронцием, было возможно, очевидно, лишь при условии, что рассолонение осуществлялось путем усиленного подтока в бассейн *морской*, а не речной воды. Ибо в морской воде стронций находится в концентрациях во много раз больших, чем в воде речной (см. выше), и потому испарение морского раствора в бассейне, конечно, гораздо более благоприятно для садки целестина, чем испарение воды речной.

Резюмируя все вышеизложенное, следует признать, что геохимия стронция в соленых морских бассейнах прошлого может считаться сейчас



выясненной в своих главных чертах. Накопление стронция в осадках происходит у границы карбонатной и сульфатной стадий, захватывая конечные моменты первой и начальные — второй и несколько сдвигаясь в ту или иную сторону в зависимости от конкретных условий водного питания бассейна растворимыми солями. В разрезе галогенных толщ поэтому имеются, вообще говоря, два интервала стронциенакопления: *подсолепосный*, отвечающий смене карбонатных (доломитовых) отложений сульфатными, и *надсолепосный*, приуроченный к смене ангидритных пород карбонатными, доломитовыми. Первый горизонт осуществляется на фоне прогрессирующего осолонения морского бассейна, является постоянным и обязательным в его развитии; второй возникает на фоне постепенного рассолонения и является факультативным, реализующимся лишь при условии питания бассейна морской водой.

## 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГАЛОГЕНОВ — ФТОРА, БРОМА, ЙОДА

Существенно иным и гораздо более сложным оказывается распределение акцессорных галогенов — F, Br, J. В этой группе фтор образует единственный минерал — флюорит, отличающийся относительно невысокой растворимостью. В морской воде он находится в состоянии недосыщения и потому не осаждается; но при осолонении морских водоемов быстро наступает насыщение раствора и выпадение  $\text{CaF}_2$ .

Количественных определений фтора в осадках осолоняющихся водоемов пока очень мало; почти все они выполнены С. Корренсом (Correns, 1951) на германском материале и В. В. Даниловой — на советском. К сожалению, характер распределения фтора, по данным этих исследователей, оказался неодинаковым. Анализы Корренса сведены в табл. 45. Из них явствует, что максимум накопления фтора в виде  $\text{CaF}_2$  приходится на сульфатную стадию; предшествующая доломитовая отличается пониженным содержанием фтора, а последующая хлоридная — совсем ничтожными его количествами, причем в каменной и калийных солях фтор

Таблица 45

Содержание фтора в отложениях соляных водоемов, в %  
(по Корренсу, 1951)

| Порода и место взятия образца  | F      |
|--|--------|
| Доломит цехштейна; Харцфельд, Гарц . . . . .                           | 0,011  |
| Доломит цехштейна, содержащий флюорит; Ромерштейн . .                  | 0,025  |
| Хауштангидрит; Стассфурт . . . . .                                     | 0,080  |
| Верхний ангидрит; Рейерсгаузен . . . . .                               | 0,081  |
| Базальный ангидрит; Рейерсгаузен . . . . .                             | 0,013  |
| Ангидрит (нерастворимый остаток каменной соли); Рейерсгаузен . . . . . | 0,089  |
| Гипс; Нидерсаксверфен . . . . .  | 0,087  |
| Гипсовая брекчия; Хундельсхайзен . . . . .                             | 0,013  |
| Каменная соль; Стассфурт . . . . .                                     | 0,0002 |
| Каменная соль; Рейерсгаузен . . . . .                                  | 0,0057 |
| » » » . . . . .  | 0,0007 |
| » » » . . . . .  | 0,0005 |
| » » » . . . . .  | 0,0006 |
| Полигалит; Стассфурт . . . . .   | 0,0020 |
| Древний калийный пласт; Рейерсгаузен . . . . .                         | 0,0300 |

Содержание фтора в отложениях соляных водоемов, в %  
(по В. В. Даниловой, 1949)

| Породы              | Возраст                     | № скв. | Глубина, м    | F      |
|---------------------|-----------------------------|--------|---------------|--------|
| Доломиты . . . . .  | P <sub>2</sub>              | 4      | 93—101        | 0,03   |
| » . . . . .         | P <sub>2</sub>              | 4      | 39—40         | 0,02   |
| » . . . . .         | P <sub>2</sub>              | 4      | 132,25—134    | 0,02   |
| » . . . . .         | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | 9      | 180—184       | 0,02   |
| » . . . . .         | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | 4      | 164—167,8     | 0,03   |
| » . . . . .         | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | 4      | 211,3—212     | 0,025  |
| » . . . . .         | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | 4      | 193,12—200,41 | 0,027  |
| » . . . . .         | P <sub>2</sub>              | 4      | 104,7—106,35  | 0,03   |
| » . . . . .         | P <sub>2</sub>              | 4      | 140,9—142     | 0,02   |
| » . . . . .         | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | 4      | 245,1—246     | 0,03   |
|                     |                             |        | Среднее       | 0,025  |
| Ангидриты . . . . . | P <sub>1</sub>              | 2      | 114,7—121,06  | 0,015  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 4      | 106,35—115,25 | 0,015  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 3      | 116,75—119,25 | 0,015  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 4      | 48,52—52,52   | 0,012  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 4      | 30,3—36,03    | 0,013  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 4      | 37,5—38,00    | 0,020  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 4      | 101,7—114,2   | 0,012  |
|                     |                             |        | Среднее       | 0,0142 |
| Гипсы . . . . .     | P <sub>1</sub>              | 4      | 96,95—98,95   | 0,015  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 4      | 20,30—28,25   | 0,012  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 2      | 101,4—103,8   | 0,013  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 2      | 114,39—117,64 | 0,015  |
| » . . . . .         | P <sub>1</sub>              | 9      | 120,7—128,64  | 0,010  |
|                     |                             |        | Среднее       | 0,0125 |

теснейшим образом ассоциирует с ангидритными включениями и прослойками.

Пониженное содержание фтора в доломитах указывает, что в доломитной стадии CaF<sub>2</sub> еще не насыщал раствора; ничтожные же содержания фтора в галите и калийных солях являются главным образом результатом весьма большой скорости осадкообразования на этих стадиях, что вызывало сильное разбавление CaF<sub>2</sub> хлоридными солевыми компонентами.

Существенно иначе выглядит распределение фтора по анализам В. В. Даниловой (1949), сведенным в табл. 46.

Как видим, сульфатная стадия, по В. В. Даниловой, отличается не повышенным, а, например, пониженным содержанием фтора сравнительно со стадией доломитной. Вместе с тем нельзя не отметить, что содержание фтора в доломитах, по данным того же автора, находится практически на том же уровне, что и содержание в известняках: 0,025% у первых и 0,0227% у вторых; иначе говоря, при осолонении морской воды выделение фтора не дает максимума вообще. Это обстоятельство едва ли отражает действительную историю фтора и имеет источником, по-видимому, недостаточную точность анализов.

При указанных противоречиях химических данных приходится базироваться главным образом на данных микроскопического изучения галогенных пород. Эти наблюдения не вполне вяжутся с картиной распределения по анализам Корренса. Судя по шлифам, флюорит наиболее распространен в доломитах и сульфатизированных доломитах, гораздо реже в ангидритах и совсем редок в галититах и калийных солях. В. П. Батурин в свое время обнаружил флюорит в нерастворимом остатке галититов Урало-Эмбенского района, где он составлял ничтожную примесь. Добавим, что известны обильные находения флюорита в доломитах каширского горизонта по западной окраине Московской синеклизы, где выделения его имеют все черты первичности. Имеется и ряд других находок флюорита в доломитах. Это обстоятельство заставляет считать, что *в шкале соленостей максимум флюоритонакопления приходится на самый конец доломитной стадии и начало стадии сульфатной*. Проверить это заключение можно лишь специально поставленной детальной работой по фтору на хорошо подобранной серии образцов, принадлежащих осадкам одного и того же бассейна.

*В отличие от фтора, бром не образует самостоятельных минералов ни в одну из стадий осолонения, но выделяется в твердую фазу лишь как изоморфная примесь к хлоридным минералам: галиту, сильвину, карналлиту, каиниту, бишофиту. При этом оказалось, что интенсивность накопления брома в твердых фазах и в рапе подчиняется нескольким законам.*

1. Для каждого данного хлорида характерен коэффициент распределения брома между твердой фазой и рапой:

$$J = \frac{C_{\text{ТВ.}}^{\text{Br}}}{C_{\text{с.о.}}^{\text{Br}}}$$

где  $C_{\text{ТВ.}}^{\text{Br}}$  — весовая концентрация брома в твердых кристаллах;  $C_{\text{с.о.}}^{\text{Br}}$  — весовая концентрация брома в сухом (солевом) остатке жидкой фазы.

Так, для галита  $J = 0,037$ , сильвина — 0,20, карналлита — 0,32, бишофита — 0,42.

Как видим, для всех хлоридов, кристаллизующихся из морской воды,  $J < 1$ . Отсюда следует, что несмотря на увлечение брома кристаллизующимися из рапы хлоридами концентрация его в растворе по мере осолонения непрерывно возрастает.

Этот чрезвычайно важный вывод полностью подтверждается данными табл. 47, показывающими содержание брома в испаряющейся морской воде.

Содержание брома в растворе первоначально является прямолинейной функцией концентрации рапы. Позже на кривой (фиг. 223) обозначаются характерные изломы. Первый отмечается в момент кристаллизации NaCl;

Таблица 47

Содержание брома в морской воде при ее концентрировании

(по М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкиной)

| Уд. вес. | °Вé  | Cl <sup>-</sup> , % | Br <sup>-</sup> , % | $\frac{\text{Br}^- \times 10^3}{\text{Cl}^-}$ | Твердая порода              |
|----------|------|---------------------|---------------------|---|-----------------------------|
| 1,015    | 2,2  | 0,951               | 0,002               | 2,11  | —                           |
| 1,223    | 26,3 | 14,36               | 0,044               | 3,07  | Галит                       |
| 1,307    | 34,0 | 10,07               | 0,223               | 22,22   | Галит + эпсомит             |
| 1,320    | 35,1 | 10,67               | 0,317               | 29,80   | Галит + эпсомит + карналлит |

следующий характеризует начало выделения в твердую фазу сильвина (или эпсомита, очень близких по моментам садки); третий излом наблюдается в момент садки в твердой фазе карналлита ( $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ); последний — при достижении эвтонической точки, т. е. в начале садки бишофита.

«Интересно отметить, — замечает М. Г. Валяшко (1956, стр. 37), — что интенсивность накопления брома в процессе испарения морской воды все возрастает, кривая с появлением каждой новой твердой фазы становится все более и более крутой. Это связано с тем, что выделение каждой новой твердой фазы не прекращает выделения предшествующей, а присоединяется к ней, тем самым скорее сокращается объем жидкой фазы и увеличивается содержание в ней солей».

«Коэффициенты распределения» брома указывают вместе с тем, что даже при самых лучших условиях кристаллизации хлоридов из выпариваемой воды и при наибольшей полноте этого процесса лишь меньшая доля брома консервируется в осадке, большая же бесследно исчезает вместе с остаточным рассолом.

2. В высшей степени важно, что содержание брома в узловых точках кривой, полученной испарением рапы разных соляных водоемов, не одинаково, но может заметно колебаться. Это обстоятельство наглядно видно в табл. 48.

Таблица 48

Содержание брома в узловых точках, в вес. %  
(по М. Г. Валяшко)

| Водоемы                 | Начало садки галита |       | Начало садки сильвина |       | Начало садки карналлита |       | Эвтоника     |       |
|-------------------------|---------------------|-------|-----------------------|-------|-------------------------|-------|--------------|-------|
|                         | уд. вес рапы        | Br    | уд. вес рапы          | Br    | уд. вес рапы            | Br    | уд. вес рапы | Br    |
| Озеро № 8 . . . . .     | 1,224               | 0,062 | 1,308                 | 0,222 | 1,319                   | 0,259 | 1,361        | 0,431 |
| » № 5 . . . . .         | 1,220               | 0,051 | 1,308                 | 0,236 | 1,325                   | 0,342 | 0,359        | 0,520 |
| Азовское море . . . . . | 1,221               | 0,044 | 1,308                 | 0,223 | 1,321                   | 0,317 | 1,357        | 0,608 |
| Залив . . . . .         | 1,220               | 0,033 | —                     | —     | —                       | —     | —            | —     |

Максимальные отличия в содержании брома наблюдаются в эвтонических точках, меньшие — в точке начала кристаллизации карналлита; очень близко совпадают по содержанию брома точки кристаллизации сильвина (эпсомита); немного больше отличаются между собой точки начала кристаллизации галита. Указанные отличия в концентрациях брома в переломных точках обусловлены отличиями в составе исходных рассолов бассейнов и различным количеством выделившихся солей на определенных интервалах концентраций. Этот экспериментально установленный факт имеет важное значение для понимания тех колебаний в содержании брома у одноименных солевых пород, какие наблюдаются в месторождениях солей. Едва ли можно сомневаться в том, что под влиянием локальных особенностей водосборных площадей исходная рапа в древних солеродных водоемах также была неодинаково богата бромом, как и рапа изученных современных бассейнов; колебания брома в прошлом могли быть даже гораздо большими, чем это имелось в экспериментальных объектах.

3. Если из раствора кристаллизуются одновременно два хлорида, с которыми бром образует изоморфные смеси, то распределение брома в каждом из хлоридов происходит независимо, так, как будто другого хлорида нет.

4. Содержание брома в хлориде определяется не только присущим ему коэффициентом распределения, но и количеством брома в растворе, из которого происходит кристаллизация. Это означает, что процентное содержание брома в галите будет непрерывно увеличиваться от начала его кристаллизации к эвтонической точке, что и подтверждается табл. 49 и диаграммой (фиг. 223).

Таблица 49

Нормальные содержания брома и величины отношения  $\frac{\text{Br}^- \cdot 10^3}{\text{Cl}^-}$  в галите, сильвините и карналлите, выделившихся из морской воды (по М. Г. Валяшко, 1956)

| Жидкая фаза | Галит  |                        | Сильвин                                      |                        | Карналлит                                    |                        |
|-------------|--|------------------------|--|------------------------|--|------------------------|
|             | $\frac{\text{Br}^- \cdot 10^3}{\text{Cl}^-}$ | $\text{Br}^-$ , вес. % | $\frac{\text{Br}^- \cdot 10^3}{\text{Cl}^-}$ | $\text{Br}^-$ , вес. % | $\frac{\text{Br}^- \cdot 10^3}{\text{Cl}^-}$ | $\text{Br}^-$ , вес. % |
| 3,24        | 0,0068                                       | 0,11                   | —  | —                      | —  | —                      |
| 5,34        | 0,011  | 0,18                   | —  | —                      | —  | —                      |
| 9,00        | 0,017  | 0,288                  | —  | —                      | —  | —                      |
| 11,70       | 0,022  | 0,36                   | —  | —                      | —  | —                      |
| 13,70       | 0,025  | 0,41                   | —  | —                      | —  | —                      |
| 14,30       | 0,026  | 0,43                   | —  | —                      | —  | —                      |
| 14,80       | 0,027  | 0,44                   | 0,137  | 2,9                    | —  | —                      |
| 16,50       | 0,033  | 0,54                   | 0,176  | 3,7                    | —  | —                      |
| 17,50       | 0,037  | 0,61                   | 0,190  | 4,0                    | —  | —                      |
| 17,80       | 0,037  | 0,60                   | 0,199  | 4,2                    | 0,318  | 8,3                    |
| 20,01       | 0,045  | 0,74                   | (0,242)                                      | (5,4)                  | 0,387  | 10,1                   |
| 21,40       | 0,049  | 0,81                   | (0,266)                                      | (5,6)                  | 0,425  | 11,3                   |
| 22,40       | 0,052  | 0,86                   | —  | —                      | 0,523  | 13,7                   |
| 26,70       | 0,063  | 1,03                   | —  | —                      | 0,544  | 14,1                   |

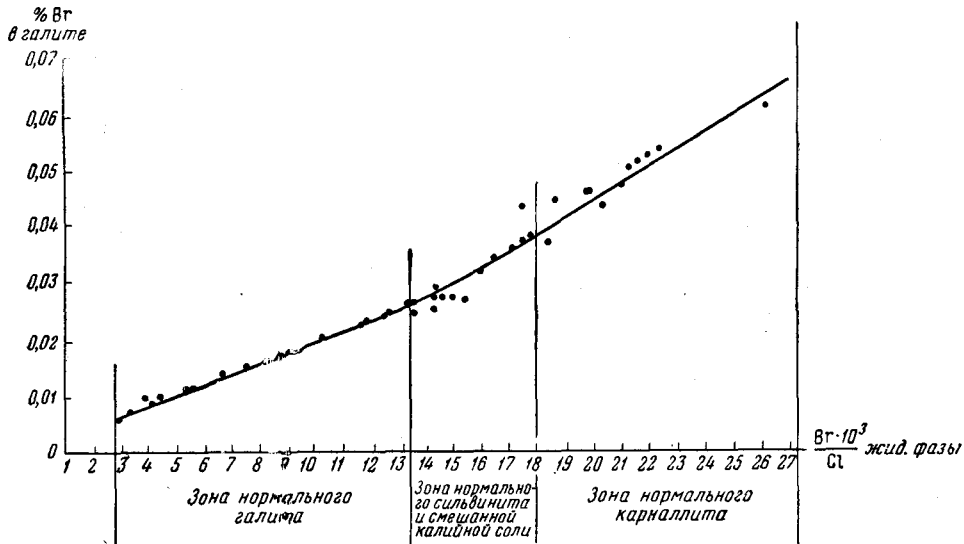
В первых кристаллах галита содержание брома измеряется всего 0,005—0,006 %, тогда как галит, кристаллизующийся из эвтонической рапы, содержит брома приблизительно в 10 раз больше. Прирост брома в сильвине от начала до конца кристаллизации больше только в 2 раза, а в карналлите около 1,6.

Эти соотношения позволяют допустить, что, определяя бром в галите из разных месторождений или из разных пластов одного и того же месторождения, можно, пользуясь кривой (фиг. 223), подойти к выяснению солёности водоёма, при которой шла кристаллизация галита. Такой прием принципиально допустим, однако, при условии, что осевший галит в дальнейшем не перекристаллизовывался, ибо при перекристаллизации, связанной хотя бы с частичным удалением рассола, происходит, согласно коэффициенту распределения ( $J$ ), утеря брома галитом.

5. Реальные содержания брома в галититах и калийных солях заметно варьируют; при этом в некоторых месторождениях количества брома отвечают тем концентрациям его, какие определяются минералогическим составом породы т. е. соотношениями галита, сильвина, карналлита; в других же (и по большей части) бывают меньше теоретически ожидаемых и лишь редко — больше последних.

Эти соотношения наглядно иллюстрируются диаграммами (фиг. 224, А и Б), построенными М. Г. Валяшко (1956) для сильвинитовых и карналлитовых пород.

По оси абсцисс изображены соотношения в породах хлоридных минералов; по ординате — величины бромхлорного коэффициента. Кривая  $\Gamma_1-C_0$  характеризует значения хлорбромного коэффициента к началу кристаллизации сильвина (соответственно карналлита на фиг. 244,Б); кривая  $\Gamma_2-C_1$  — значения его же к концу формирования этого минерала; таким образом, поле  $\Gamma_1-C_0-\Gamma_2-C_1$  изображает поле нормальных содержаний брома при садке калийных солей. На диаграммы нанесены затем точки, отвечающие реально наблюдающимся в природе величинам бромхлор-



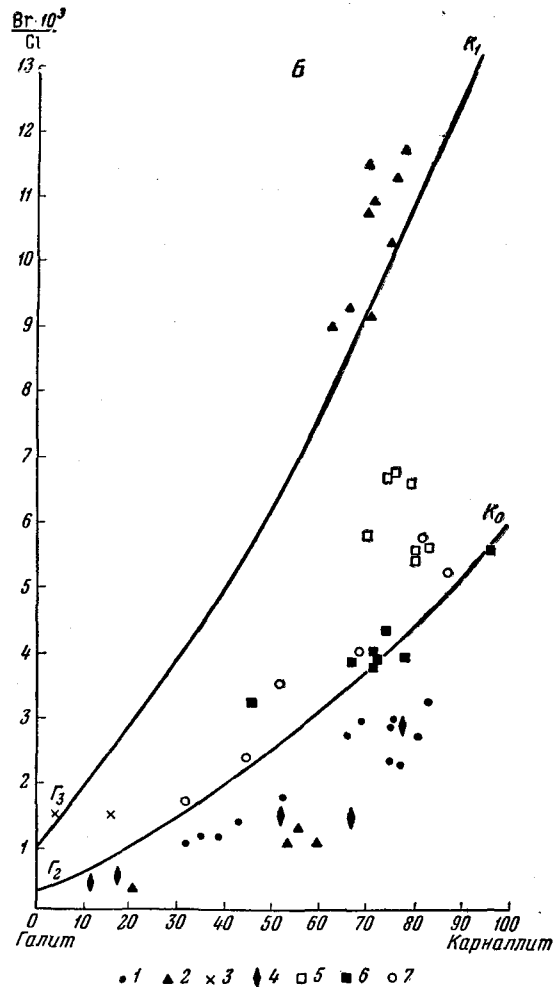
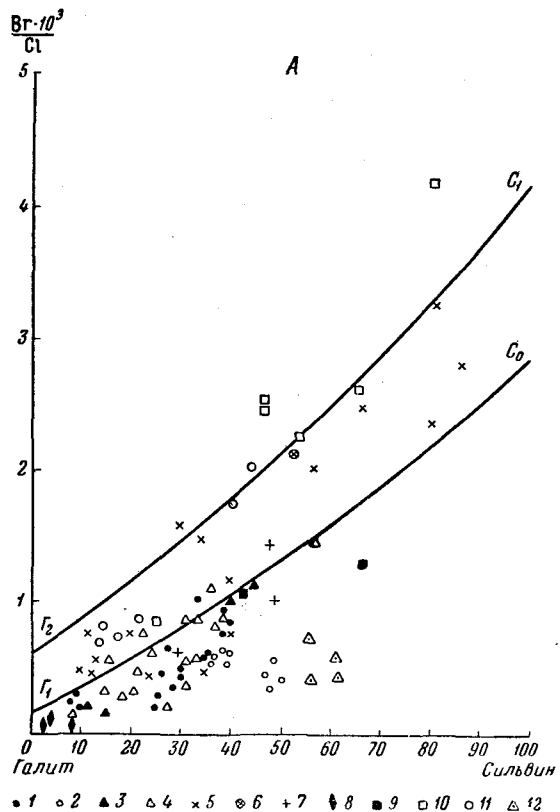
Фиг. 223. Зависимость содержания брома в твердом галите от бром-хлоридного коэффициента жидкой фазы при концентрировании морской воды (по М. Г. Валяшко).

ных коэффициентов в разных месторождениях. Пестрота картины и значительные отступления от расчетной нормы выступают весьма ярко.

Причины отступлений различны. Одной из них является варьирующие содержания Br в исходных водах, питавших галогенную седиментацию; влияние этого фактора уже отмечалось выше.

Другой причиной, по М. Г. Валяшко, могла быть перекристаллизация калийных солей в условиях оттока маточных растворов, что неизбежно должно было сопровождаться (по законам распределения) понижением содержания Br во вновь возникших твердых фазах хлоридов. Какой из этих двух факторов был решающим, остается пока неясным.

Своеобразную черту йода составляет то обстоятельство, что он не образует в галогенных отложениях ни самостоятельных твердых фаз, ни изоморфных замещений в хлоридах. Это объясняется большим различием ионных радиусов хлора, равного 1,81 Å, и йода, равного 2,2 Å. Поэтому йод, содержащийся в морской воде, сохраняется в остаточном растворе и попадает в солевые осадки лишь в той мере, в какой в их порах и межкристаллических пространствах сохраняется рапа. Отсюда — ничтожность количеств йода во всех типах галогенных отложений. Так, по сводке К. Корренса (1956) в ангидритах Ребер нашел от 0,0155 до  $0,1365 \times 10^{-4}\%$  йода. Фелленберг обнаружил в ангидрите из Бекса  $0,3 \times 10^{-4}\%$  йода. По Реберу, содержание йода в каменной соли составляет  $0,0965 \times 10^{-4}\%$ , в сильвине —  $0,36 \times 10^{-4}\%$ , в карналлите —  $0,29 \times 10^{-4}\%$ . Никакой уловимой закономерности в распределении J между разными типами галогенных пород не отмечается, что и естественно при указанном выше механизме появления в них йода.



Фиг. 244. Хлорбромные коэффициенты в калийных солях различных месторождений (по М. Г. Валяшко).

А. В сильвинитовых породах: 1—Соликамск, красные сильвиниты; 2 — Соликамск, пестрые сильвиниты; 3 — Индер, сильвиниты; 4 — Индер, пестрые сильвиниты; 5 — Кулуш; 6 — Стебник; 7 — Гаурдак; 8 — Озинки; 9 — Стассфурт; 10 — Верра; 11 — Юта; 12 — Нью-Мексико. Б. В карналлитовых породах: 1 — Соликамск; 2 — Индер; 3 — Калуж; 4 — Оинка; 5 — Стассфурт; 6 — Верра; 7 — Юта.

Резюмируя, получаем следующую схему распределения галоидов.

1) Фтор образует в галогенных отложениях самостоятельную твердую фазу, относительно мало растворимую, и потому накапливается в осадках при относительно малой минерализации рапы с максимумом в доломитах, отложенных в конце карбонатной стадии; позже концентрации его в осадках убывают. 2) Бром концентрируется в твердой фазе только как изоморфная примесь к хлоридам; поэтому он появляется в галогенных отложениях лишь при высокой минерализации рапы ( $S_0 > 25\%$ ), одновременно с садкой NaCl, и затем прогрессивно концентрируется в солях по мере приближения рапы к эвтонике; при этом в твердую фазу переходит лишь незначительная доля брома, содержащегося в рапе, главная же масса его здесь так и остается неосажденной. 3) Йод не образует ни самостоятельных твердых фаз, ни изоморфных смесей с хлоридами; поэтому он не извлекается из рапы ни в одну стадию ее кристаллизации и появляется в галогенных породах лишь благодаря захвату рапы накапливающимся галогенным осадком.

### 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА

Три особенности выделяют бор среди элементов и придают специфику его геохимии.

В морской воде бор содержится в меньших количествах, чем бром ( $4,02 \times 10^{-4}$ ), тем не менее в осадках осолоняющихся лагун он может давать самостоятельные и даже крупные накопления. Вместе с тем бор образует большое количество минеральных видов с Na, K, Mg, Ca, Sr, так что своим объемом его минералогия превышает галогенную минералогия любого другого компонента галогенных отложений. Нужно иметь в виду, однако, что подавляющее большинство минералов бора из галогенных свит имеет вторичное происхождение и является не чем иным, как стадиями выветривания в кэпроках немногочисленных первичных минеральных видов. Но точного разграничения этих двух генетических групп пока не проведено, и это обстоятельство мешает ясному и однозначному синтезу геохимии бора в галогенном процессе.

В. А. Головки (1960) произведены спектроскопические определения бора в породах начальных и средних степеней осолонения (табл. 50). «В ангидритах и гипсах, — пишет он, — В большей частью отсутствует или обнаруживается в виде следов и лишь в единичных случаях его содержание возрастает до 0,001%. В известковых доломитах и доломитах картина обратная: в единичных случаях В отсутствует или встречается в виде следов, а в большинстве проб содержание его 0,001—0,012%». Таким образом, на начальных и средних ступенях осолонения рассеянный бор явно тяготеет к доломитной стадии, резко убывая в сульфатной.

Такое поведение бора, по В. А. Головки (1959), стоит в связи с некоторыми его химическими особенностями. «Несмотря на то, что  $(\text{BO}_3)^{3-}$  является не вполне типичным комплексным анионом, все же он, по-видимому, может существовать в водных бассейнах. Радиус комплексного аниона  $(\text{BO}_3)^{3-}$  всего на четыре с лишним процента больше комплексного аниона  $(\text{CO}_3)^{2-}$ , но он имеет большой заряд, который и компенсирует имеющееся несоответствие радиусов. В то же время между радиусами  $(\text{BO}_3)^{3-}$  и  $(\text{SO}_4)^{2-}$  наблюдается обратное соотношение, приводящее к более сложным случаям компенсации, требующей дополнительного вхождения других анионов. Поэтому изоморфная примесь комплексных анионов в сульфатах резко сокращается и содержание В в них падает.

Что касается тяготения В именно к доломитам, а не известнякам, то причина лежит здесь в том, что Mg, имеющий малый ионный радиус и большой энергетический коэффициент, очевидно, способствует относительно наибольшему изоморфному замещению в магнезиальных карбонатах



Содержание бора в осадочных породах Подмосквья  
(по В. А. Головко, 1959)

| Породы                                      | Содержание бора, в % |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
|---|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
|   | Нет                  | Следы  | 0,001  | 0,0012 | 0,0013 | 0,002  | 0,003  | 0,004  | 0,005  | 0,006  | 0,007 | 0,012  |
| <i>Девонские породы</i>                     |                      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| Доломит . . .                               | 2 обр.               | 2 обр. | 2 обр. | —      | —      | 3 обр. | 2 обр. | 1 обр. | 2 обр. | 1 обр. | —     | 1 обр. |
| Карбонатно-сульфатная порода . . .          | —                    | —      | 1      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —     | —      |
| Ангидрит . .                                | 18                   | 5      | 1      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —     | —      |
| Гипс . . . . .                              | 6                    | 5      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —     | —      |
| Доломитовый мергель . .                     | —                    | —      | —      | —      | —      | 1      | —      | —      | —      | —      | —     | —      |
| Кремень . . .                               | —                    | —      | —      | —      | —      | —      | —      | 1      | —      | —      | —     | —      |
| <i>Породы C<sub>1</sub> + C<sub>2</sub></i> |                      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| Известняк . .                               | —                    | 4      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —     | —      |
| Доломит перричный . . .                     | —                    | —      | —      | —      | 2      | 1      | —      | —      | —      | —      | —     | —      |
| Доломит вторичный . . .                     | —                    | 2      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —     | —      |
| Мергель . . .                               | —                    | —      | —      | —      | —      | —      | —      | 1      | —      | —      | —     | —      |

(CO<sub>2</sub>)<sup>2-</sup> на (BO<sub>3</sub>)<sup>3-</sup> без нарушения энергетического равновесия кристаллической решетки. Далее следуют карбонаты Fe, затем Mn и, наконец, Ca, Sr, Ba; они имеют наибольшие ионные радиусы и самые малые энергетические коэффициенты и, очевидно, будут тем самым способствовать наименьшему изоморфизму (BO<sub>3</sub>)<sup>3-</sup> в кристаллических решетках карбонатов этих элементов».

Такая ли именно причина приуроченности некоторого накопления бора к доломитным породам, — пока не совсем ясно, но сам факт тяготения бора к доломитам сомнения не вызывает.

Одновременно с механизмом изоморфного замещения работает и другой: сорбция бора тонкодисперсным глинистым материалом. Однако роль этого процесса в накоплении бора второстепенна. Это обстоятельство наглядно выступает в материалах В. А. Головко: в карбонатах, содержащих 0,005—0,006% В, имеется всего 1,3—1,4% нерастворимого остатка, а в сульфатах, содержащих нерастворимого остатка вдвое больше, В отсутствует или находится в количествах не свыше 0,001%.

Далее на длинном пути осолонения, отвечающем сульфатной и почти всей хлоридной стадии, включая сильвинитовую и карналлитовую зоны, мы наблюдаем прогрессирующее накопление бора в рапе; увеличение его в осадок осуществляется в ничтожных размерах, причем основным механизмом является сорбция борнокислых соединений тонкодисперсным глинистым материалом.

*И все же в истории осолонения некоторых морских солеродных бассейнов наступал момент, когда рапа начинала массово осаждать сконцентрированный в ней бор, и возникали крупные его первичные накопления в виде пятен, линз, пропластков. Характерно, что все известные первичные проявления боратных накоплений такого типа локализованы в карналлитовой и бишофитовой зонах и отвечают, очевидно, моментам осолонения,*

близким к эвтонике. То обстоятельство, что в одних случаях боратовые скопления несколько сдвинуты вниз от эвтоники, в других — отвечают ей, имеет причиной, по-видимому, неодинаково интенсивное питание бороносного бассейна борными соединениями. Правильность отнесения седиментации боратов к последним моментам жизни солеродного морского бассейна, к области где-то вблизи эвтоники, подтверждена экспериментально.

Опыты показали, что химическое осаждение боратов действительно возможно лишь при минерализации, близкой к эвтонике раствора, когда из катионов остается почти один магний. Так как достижение эвтонических растворов и их длительное существование и испарение возможны лишь при исключительно редко встречающемся сочетании физико-географических условий, естественно, что и осадочные месторождения боратов в истории Земли представляют редкость.

При эрозивном срезании соляных структур бороносные калиевые горизонты подвергаются выщелачиванию и выносу калийных солей и галита. На их месте возникает более или менее мощный кэпрок, своеобразная кора выветривания галогенных пород. Бораты при этом подвергаются многочисленным химико-минералогическим видоизменениям, давая ряд все более стойких, мало растворимых соединений с Ca, Sr, Na, которые в значительной мере концентрируются в галогенной, обычно гипсовой, шляпе, давая вторичные месторождения бора.

#### 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Fe, Mn, P И НЕКОТОРЫХ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Железо, марганец, фосфор и ряд тяжелых малых элементов (V, Sr, Co, Ni, Cu), как известно, мигрируют главным образом в составе механических взвесей и лишь подчиненно в виде растворов; нередко последние едва улавливаются.

Эта своеобразная форма миграции в речных водотоках предопределяет и своеобразную форму нахождения интересующих нас элементов в галогенных отложениях. Совершенно очевидно, что главная масса Fe, Mn, P и тяжелых малых элементов должна сосредоточиваться в терригенной части пород и изменяться параллельно с изменением последней: вместе с ней увеличиваться, вместе уменьшаться. В то же время некоторая — очень малая — доля Fe, Mn, P и др., внесенная в солеродный водоем в виде растворов, могла захватываться выпадающими твердыми солевыми фазами и застревать где-то в их решетке. Эта захваченная при кристаллизации доля растворимых соединений Fe, Mn, P и др., естественно, должна вновь переходить в раствор при изготовлении водной вытяжки из солей. Существующий аналитический материал полностью подтверждает сказанное.

При работах по кунгуру Ишимбаевского Приуралья мною вместе с Э. С. Залманзон и Р. Е. Сендеровой (1944) было поставлено определение Fe, Mn, P и ряда малых элементов в серии пород (табл. 51).

Из рассмотрения табл. 51 следует, что песчаники и глины содержат Fe, Mn, P и другие элементы в количествах, отвечающих концентрациям их в одноименных породах гумидных зон. В доломитах с незначительным нерастворимым остатком (несколько процентов) содержания Fe, Mn, P, малых элементов сразу резко падают, часто ниже уровня, определяемого аналитически, а V и Ni исчезают вовсе. То же и у ангидритов, терригенная примесь в которых находится обычно на том же или даже более низком уровне сравнительно с доломитами. Связь Fe, Mn, P и тяжелых малых элементов с кластической частью породы выявляется здесь весьма наглядно.

Аналогичные результаты были получены К. К. Зеленовым (1956) для пород нижнего кембрия Сибирской платформы. Изученные им образцы располагаются в порядке убывания терригенного материала следующим

## Содержание Fe, Mn, P, Cr, Ni, V, Cu в кунгурских отложениях Башкирского Приуралья (в %)

| Породы и место взятия образца             | Fe    | Mn    | P     | Cr     | Ni    | V     | Cu    |
|---|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| <i>Песчаники</i>                          |       |       |       |        |       |       |       |
| Скв. 3/25, глуб. 729 м . . . . .          | —     | —     | 0,070 | 0,006  | 0,006 | 0,008 | Нет   |
| » 3/25 » 1107 м . . . . .                 | 1,15  | 0,043 | —     | 0,007  | 0,002 | 0,007 | 0,002 |
| » 3/25 » 1403 м . . . . .                 | 3,18  | 0,720 | —     | 0,008  | 0,040 | 0,010 | 0,040 |
| <i>Глины</i>                              |       |       |       |        |       |       |       |
| Скв. 42/2, глуб. 455—457 м . . . . .      | 3,51  | 0,082 | 0,073 | 0,014  | —     | Нет   | —     |
| » 1/23 » 664—667 м . . . . .              | 4,39  | 0,041 | 0,174 | —      | —     | —     | 0,002 |
| » 3/25 » 1408 м . . . . .                 | 3,73  | 0,413 | 0,080 | 0,008  | 0,013 | 0,012 | 0,002 |
| » 3/25 » 1421 м . . . . .                 | 0,90  | 0,101 | 0,040 | Нет    | Нет   | 0,003 | 0,001 |
| » 3/25 » 1323 м . . . . .                 | 3,68  | 0,660 | 0,080 | 0,006  | 0,006 | 0,010 | 0,001 |
| » 3/25 » 1318 м . . . . .                 | 3,18  | 0,062 | —     | 0,003  | 0,030 | 0,010 | 0,001 |
| » 3/25 » 1326 м . . . . .                 | 3,07  | 0,071 | 0,023 | 0,004  | 0,004 | 0,010 | 0,001 |
| » 3/25 » 1323 м . . . . .                 | 4,17  | 0,053 | 0,022 | 0,003  | —     | 0,012 | 0,001 |
| » 3/25 » 1395 м . . . . .                 | 4,17  | 0,061 | —     | —      | —     | —     | 0,003 |
| » 3/25 » 1252 м . . . . .                 | 2,96  | 0,102 | 0,061 | 0,006  | 0,013 | 0,012 | —     |
| » 3/25 » 1325 м . . . . .                 | 4,06  | 0,062 | 0,082 | 0,006  | Нет   | 0,010 | 0,002 |
| » 3/25 » 1324 м . . . . .                 | —     | —     | 0,012 | 0,001  | —     | 0,005 | Нет   |
| » 3/25 » 1336 м . . . . .                 | 2,85  | 0,032 | 0,051 | 0,004  | Нет   | 0,010 | 0,002 |
| » 3/25 » 727 м . . . . .                  | 3,40  | 0,141 | 0,174 | 0,021  | —     | Нет   | 0,001 |
| <i>Доломиты и известковистые доломиты</i> |       |       |       |        |       |       |       |
| Скв. 5/11, глуб. 403—411 м . . . . .      | 0,020 | Нет   | —     | —      | Нет   | »     | 0,005 |
| » 5/11 » 375—383 м . . . . .              | 0,083 | »     | 0,035 | Нет    | »     | »     | 0,010 |
| » 5/11 » 390—398 м . . . . .              | 0,042 | 0,062 | 0,026 | »      | »     | »     | 0,002 |
| » 5/11 » 578—581 м . . . . .              | 0,063 | Нет   | —     | »      | »     | »     | 0,005 |
| » 10/20 » 738—748 м . . . . .             | 0,440 | »     | 0,018 | 0,0007 | »     | »     | —     |
| » 10/20 » 989—1001 м . . . . .            | 0,007 | »     | 0,065 | Нет    | »     | »     | 0,001 |
| » 10/20 » 1033—1043 м . . . . .           | 0,440 | 0,380 | 0,065 | 0,0003 | —     | »     | 0,001 |
| » 42/2 » 658—663 м . . . . .              | 0,720 | 0,300 | 0,109 | Нет    | —     | »     | —     |
| <i>Ангидриты</i>                          |       |       |       |        |       |       |       |
| Скв. 5/11, глуб. 346—349 м . . . . .      | 0,350 | 0,015 | 0,035 | 0,0030 | Нет   | »     | Нет   |
| » 5/11 » 414—472 м . . . . .              | 0,040 | Нет   | 0,033 | 0,0007 | »     | »     | 0,002 |
| » 10/20 » 738—748 м . . . . .             | 0,001 | »     | 0,018 | Нет    | »     | »     | Нет   |
| » 10/20 » 906—912 м . . . . .             | 0,003 | »     | 0,015 | »      | »     | »     | 0,001 |
| » 10/20 » 932—942 м . . . . .             | 0,021 | »     | 0,018 | »      | »     | »     | Нет   |
| » 42/2 » 245—255 м . . . . .              | 0,098 | »     | 0,018 | »      | »     | »     | 0,009 |
| » 42/2 » 410—416 м . . . . .              | 0,880 | 0,020 | 0,087 | 0,0030 | »     | »     | —     |
| » 42/2 » 410—416 м . . . . .              | 0,820 | 0,068 | 0,033 | 0,0030 | »     | »     | 0,013 |
| » 42/2 » 432—440 м . . . . .              | 0,105 | 0,008 | 0,003 | 0,0007 | »     | »     | 0,001 |
| » 1/23 » 429—431 м . . . . .              | 0,035 | 0,004 | 0,035 | Нет    | »     | »     | 0,001 |

образом: доломитовые мергели (в среднем содержат 31,55% нерастворимого остатка), доломиты (3,65% н. о.), то же с примесью ангидрита (2,76% н. о.), ангидрито-доломиты (1,24% н. о.), наконец, ангидриты (0,66% н. о.). На фиг. 225 графически изображены средние величины спектральных определений Fe, Mn, F, Ti, Cr, Ni, Co, Cu, V, Mo, Sr, Ba, причем породы

объединены в три группы: глинисто-доломитовые (31,55% н. о.), доломитно-сульфатные (3,65—1,24% н. о.) и сульфатные (0,66% н. о.). При первом же взгляде на диаграммы видно, что содержания всех элементов группы железа понижаются по мере убывания в породах кластического материала.

Совершенно тот же характер распределения Fe, Mn, P и малых элементов семейства железа был констатирован В. А. Головки (1960) в девонских породах Подмосковья.

Таким образом, *теснейшая зависимость содержаний изучаемой группы элементов от нерастворимого остатка пород начальных и средних ступеней осолонения несомненна.*

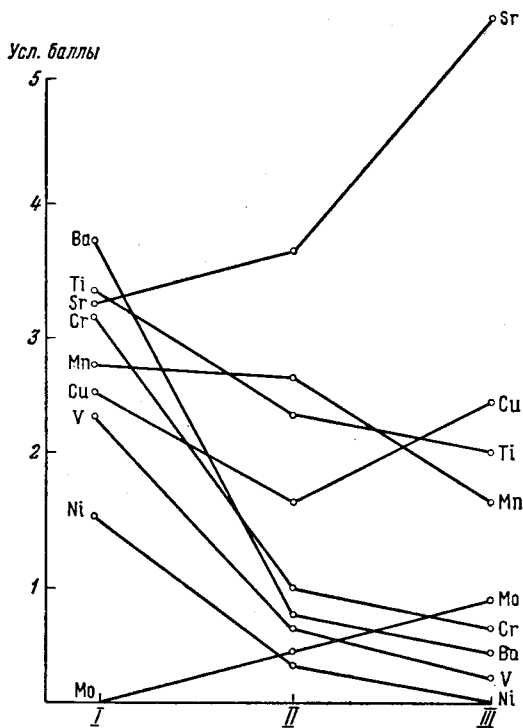
К сожалению, до сих пор не выполнено аналогичной работы для галититов и калийных солей. Но едва ли можно сомневаться, что и у них эта зависимость продолжает проявляться. Доказательством служат наблюдения Ю. В. Морачевского и М. М. Тихомировой (1940) над распределением ванадия. Они определяли  $V_2O_5$  в глинистых прослойках и в нерастворимых остатках от солей (табл. 52). Оказалось, что ванадий дает как в глинистых прослойках, так и в генетически родственных им нерастворимых остатках цифры одного порядка; это как раз и свидетельствует, что главным носителем ванадия в солях является их терригенная часть, а не сама солевая фаза.

Но в солях, как указывалось выше, несомненно должна существовать также и очень незначительная доля Fe, Mn, P и малых элементов, связанная с самой солевой массой, включенная в решетку солей. Наличие ее доказывается старыми анализами Ю. В. Морачевского (1940) и новыми Т. В. Галаховской (1953).

В обоих случаях получался водный раствор из большой навески солей, который затем освобождался фильтрованием от примеси мути, упаривался досуха, и сухое вещество шло на определение Fe, Mn, Cu и других элементов — у Ю. В. Морачевского химическим путем, у Т. В. Галаховской — спектральным.

Результаты показаны в табл. 53.

Как видим, содержания интересующих нас элементов в решетке твердых солевых фаз совершенно ничтожны: единицы или даже доли миллиграмма на килограмм породы. В переводе на проценты это отвечает  $n \times 10^{-7}$ %. Между тем в нерастворимом остатке солей содержание тех же малых элементов составляет  $n \times 10^{-3}$ , т. е. примерно на четыре



Фиг. 225. Геохимический профиль элементов в доломитно-сульфатных породах (по К. К. Зеленову).

I — глинисто-доломитные породы (15 образцов); II — доломитно-сульфатные породы (17 образцов); III — сульфатные породы (5 образцов).

Распределение  $V_2O_5$  в галогенных отложениях

| Породы   | Содержание $V_2O_5$ , % | Породы                                      | Содержание $V_2O_5$ , % |
|--|-------------------------|---|-------------------------|
| <i>Глинистые прослойки</i>                       |                         | Обр. 9 . . . . .                            | 0,0060                  |
| В карналлите . . . . .                           | 0,0200                  | » 10 . . . . .                              | 0,0150                  |
| » » . . . . .                                    | 0,0150                  | <i>Нерастворимый остаток калийных солей</i> |                         |
| » » . . . . .                                    | 0,0090                  | Пласт Кр III . . . . .                      | 0,0100                  |
| В сильвините . . . . .                           | 0,0150                  | » Кр III . . . . .                          | 0,0080                  |
| » » . . . . .                                    | 0,0025                  | » Кр II . . . . .                           | 0,0240                  |
| В нижней каменной соли . . . . .                 | 0,0020                  | » Кр I . . . . .                            | 0,0080                  |
| <i>Глинистые прослойки из сильвинитовой зоны</i> |                         | » А' . . . . .                              | Сл.                     |
| Обр. 1 . . . . .                                 | 0,0005                  | » А . . . . .                               | »                       |
| » 2 . . . . .                                    | 0,0055                  | » Б, верхний слой 1 . . . . .               | 0,0090                  |
| » 3 . . . . .                                    | 0,0160                  | » В, сильвинит, слой 2 . . . . .            | 0,0120                  |
| » 4 . . . . .                                    | 0,0090                  | » В » » 4 . . . . .                         | 0,0120                  |
| » 5 . . . . .                                    | 0,0025                  | » В » » 6 . . . . .                         | 0,0300                  |
| » 6 . . . . .                                    | 0,0070                  | » В карналлит » 1 . . . . .                 | Сл.                     |
| » 7 . . . . .                                    | 0,0050                  | » В » » 2 . . . . .                         | 0,0200                  |
| » 8 . . . . .                                    | 0,0120                  | » В » » 6 . . . . .                         | 0,0120                  |

Т а б л и ц а 53

## Содержание кластофильных компонентов в водорастворимой части солевых фаз, в мг/кг

| Характеристика образцов                           | Fe   | Mn   | Ni   | Cu   | Zn      | Pb      |
|---|------|------|------|------|---------|---------|
| <i>Верхнекамские соли</i>                         |      |      |      |      |         |         |
| Карналлит В . . . . .                             | 9,91 | 0,70 | 0,10 | 0,52 | 4,70    | Не опр. |
| » » . . . . .                                     | 1,92 | 1,04 | 0,02 | 0,37 | 0,75    | »       |
| » » . . . . .                                     | 0,55 | 0,13 | Нет  | 0,34 | Не опр. | »       |
| » » . . . . .                                     | 0,27 | 0,01 | »    | 0,24 | 0,02    | »       |
| » » . . . . .                                     | 1,42 | 0,07 | 0,02 | 0,43 | 0,22    | »       |
| Сильвинит В . . . . .                             | 1,54 | 0,01 | Нет  | 0,20 | 0,07    | »       |
| » » . . . . .                                     | 1,92 | 0,01 | Сл.  | 0,32 | 1,36    | »       |
| » » . . . . .                                     | 1,91 | 0,97 | 0,03 | 0,36 | 0,24    | »       |
| » » . . . . .                                     | 1,97 | Нет  | 0,04 | 0,36 | 0,06    | »       |
| Сильвинит Б . . . . .                             | 4,63 | 0,92 | 0,01 | 0,43 | 0,42    | »       |
| » А . . . . .                                     | Нет  | Нет  | Нет  | 0,46 | Нет     | »       |
| » Кр I . . . . .                                  | »    | »    | »    | 0,40 | »       | »       |
| » Кр II . . . . .                                 | »    | »    | »    | 0,27 | »       | »       |
| » Кр III . . . . .                                | »    | »    | »    | 0,27 | »       | »       |
| <i>Соли разного возраста</i>                      |      |      |      |      |         |         |
| Новосадка галита, оз. Сасык-Сиваш . . . . .       | »    | 3,00 | »    | 0,05 | Не опр. | Нет     |
| Старосадка, и корневой галит, оз. Индер . . . . . | 4,20 | 0,02 | »    | 0,05 | »       | Сл.     |
| Старосадка оз. Индер . . . . .                    | 3,50 | 0,10 | »    | 0,15 | »       | Нет     |
| Каменная соль, Березники . . . . .                | Нет  | 0,08 | »    | 0,15 | »       | Сл.     |
| Сильвинит, Калуш . . . . .                        | 0,76 | 0,31 | »    | 0,06 | »       | »       |
| » » . . . . .                                     | 1,95 | 0,25 | »    | 0,25 | »       | Нет     |
| Сильвинит пестрый, Соликамск . . . . .            | 2,65 | 0,12 | »    | 2,70 | »       | Сл.     |
| Сильвинит красный, Соликамск . . . . .            | 1,50 | 0,05 | »    | 0,09 | »       | »       |

П р и м е ч а н и е. Верхнекамские соли даны по Ю. В. Морачевскому и М. М. Тихомировой (1940), соли разного состава — по Т. В. Галаховской (1953).

порядка выше. Эти величины могут служить мерилем соотношений между массами Fe, Mn, P и тяжелых малых элементов, связанными с кластической частью породы, и массами их, находящимися в кристаллической решетке солей.

## 5. ОБЩАЯ СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ГАЛОГЕННЫХ ПОРОДАХ

Изложенные данные складываются в следующую общую схему распределения и накопления микрокомпонентов в ходе галогенеза.

Вся совокупность акцессорных компонентов, встречающихся в галогенных отложениях, разделяется на две группы. В первую или кластофильную группу входят Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Be и др., в общем те же, что и в гумидном типе осадочного процесса. Эти элементы поступали в осолоняющиеся водоемы с берега вместе с пылью, заносимой ветром, или с мутью рек; иными словами, это элементы терригенного происхождения. При этом главной формой их вноса в бассейны были механические взвеси и лишь ничтожная доля общей массы поступала в виде растворов. В соответствии с такой формой миграции набор кластофильных элементов и их соотношения друг с другом постоянны на всех стадиях осолонения бассейна и не зависят от солевого парагенеза, которому они подчинены. В породах обогащенных терригенным материалом, количества Fe, Mn, P и др. максимальны, с уменьшением же его содержания в породах становятся минимальными; во всех случаях количественные изменения кластофильных элементов в породах согласуются с изменениями масс терригенного материала, загрязняющего осадок. В решетках соляных минералов элементы кластофильной группы находятся в исчезающе малых количествах.

Другую или галофильную группу образуют F, Br, J, Sr, B, вносимые в солеродный водоем из моря, где они уже предварительно несколько сконцентрированы.

Напомним, что в современных морских водах, питающих галогенез, Sr, B, F и Br содержатся в гораздо больших концентрациях, чем в водах речных:

| Содержание в речных водах (%)                         | Содержание в морских водах (%)    |
|---|-----------------------------------|
| Sr . . . . . $1,3 \times 10^{-5}$                     | Sr . . . . . $1 \times 10^{-3}$   |
| B . . . . . ?   | B . . . . . $4,5 \times 10^{-4}$  |
| Br . . . . . ?  | Br . . . . . $6,5 \times 10^{-3}$ |
| F . . . . . $6,0 \times 10^{-5} - 2,0 \times 10^{-6}$ | F . . . . . $1 \times 10^{-4}$    |

Аналогичными были, вероятно, соотношения и в более древние послепротерозойские эпохи. Получая воду, уже значительно обогащенную названными компонентами, осолоняющиеся водоемы морского типа продолжали дальше концентрировать их в рапе. Но рано или поздно все же соединения Sr, B, F, Br достигали точки насыщения и осаждались в виде твердых фаз, концентрируясь в разных петрографических типах галогенных пород. Одним из первых в конце доломитовой стадии и при переходе к ангидритам в осадок выпадал фтор в виде флюорита, образуя порою заметные накопления в породах (каширские доломиты Подмосковья). Почти одновременно с ним, несколько сдвигаясь вверх по шкале соленостей, выпадал стронций в виде целестина, давая нередко хорошо выраженные горизонты с большим содержанием металла, представляющие промышленный интерес. У бора намечаются два максимума накопления: первый, весьма слабо выраженный, совпадает с доломитообразованием и обязан изоморфному замещению  $(\text{CO}_3)^{2-}$  на  $(\text{BO}_3)$ - в решетке

доломит, причем наличие магния благоприятствует такому замещению (Головки, 1960). Второй, чрезвычайно ярко выраженный максимум приходится на соленость, близкую к эвтонике; в промежутке между обоими моментами садка бора химическим путем отсутствовала, он вовлекался в осаждение только сорбций глинистым материалом. Бор образует в осадках концентрации позже других элементов, а именно с начала хлоридной стадии, формируя изоморфные замещения в галите, сильвине, карналлите, бишофите. При этом, благодаря тому, что коэффициент распределения его между твердой и жидкой фазами всегда меньше единицы, в твердых солях накапливается лишь подчиненная его часть, главная же масса остается неосажденной в рапе. Йод не участвует в седиментации вовсе, накапливаясь в рапе и застревая в солевых отложениях лишь в меру их пропитанности рапой.

При характеристике современного галогенеза было отмечено, что в озерах появление и накопление тех или других микроэлементов отражает петрографический состав водосборной площади. Естественно встает аналогичный вопрос по отношению к древним морским галогенным формациям.

Нужно сказать, что для объективного решения его пока не хватает данных. Относительно элементов кластофильной группы едва ли можно сомневаться в том, что их набор и концентрации несомненно должны отражать в себе состав водосборной площади. Не случайно поэтому, что нахождение кое-когда повышенных содержаний меди в пермских сульфатных породах Русской платформы связано именно с тем, что на Урале в это время разрушалась меденосная зона, давшая медистые песчаники Приуралья. Сложнее обстоит дело с галофильными малыми элементами. Поступление их из океана, казалось бы, должно обеспечивать однообразие их содержания в осадках. Но внос солей главным образом из океана все же не мешал развиваться метаморфизации рапы, порою сильной — под влиянием поступления осадочного материала с водосборной площади. Это обстоятельство предостерегает против недооценки роли водосборов в накоплении аксессуарных галофильных элементов в галогенных породах. В тех случаях, когда с берега по какой-либо причине, по специфическому ли составу пород или проявлению гидротерм и т. д., резко усиливался принос F, Br, B, Sr и пр., это, несомненно, не могло не сказываться на концентрациях названных элементов в галогенных породах и не только в смысле увеличения их процентных содержаний, но и путем некоторого сдвига накоплений галофилов на меньшую минерализацию рапы против канонической, стандартной. Не в этом ли причина того, что накопления Br и F в доломитах и ангидритно-доломитных породах то выражены очень слабо, то весьма резко; содержание Sr в хлоридных солях то отвечают расчетным нормам, то ниже или, наоборот, выше их; накопления же бора даже вблизи эвтоники то весьма сильны, то ослаблены или даже просто отсутствуют. Если это так действительно, то геохимия малых галофильных элементов давала бы новый интересный штрих в картине теснейших связей бассейна с окружающей его водосборной площадью, даже если этот бассейн морского типа.

## 6. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ В СОЛЯХ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

При характеристике современных соляных водоемов было отмечено, что хотя при прогрессирующей минерализации рапы органический мир качественно резко беднеет, количественно он долгое время удерживается на достаточно высоком уровне, почему содержание  $C_{орг}$ , растворенного в воде, и биомасса «живого вещества» значительны вплоть до очень высоких

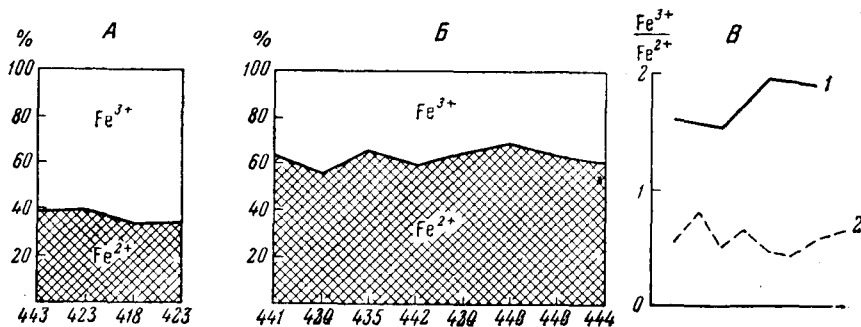
Распределение  $S_{орг}$  в галогенных толщах кунгура Ишимбаевского Приуралья

| Порода и место взятия образца  | Содержание, %                             |          |           |
|--|---|----------|-----------|
|  | Минеральный<br>нераствори-<br>мый остаток | Сульфаты | $S_{орг}$ |
| <i>Песчаники</i>   |   |          |           |
| На границе с артинскими отложениями по<br>р. Зиган у с. Армет-Рахимово . . . . . | 62,52                                     | 1,22     | 0,01      |
| Там же, над нижним гипсовым слоем . . . . .                                      | 26,48                                     | 1,22     | 0,11      |
| » » » вторым » » . . . . .   | 17,86                                     | Сл.      | 0,22      |
| » » верхи разреза . . . . .  | 58,30                                     | 0,49     | 0,26      |
| У с. Тимашевки, верхи кунгура . . . . .  | 35,90                                     | Сл.      | 0,12      |
| <i>Глины</i>   |   |          |           |
| Песчанистая глина . . . . .  | 38,76                                     | 37,00    | 1,60      |
| Скв. 3/25, вишнево-красная глина . . . . .                                       | 38,5                                      | 26,43    | Нет.      |
| » 3/25 » » » . . . . .   | 44,38                                     | 26,61    | »         |
| » 3/25 » » » . . . . .   | 63,07                                     | 2,30     | 0,10      |
| <i>Мергели</i>   |   |          |           |
| Скв. 6/11, серый мергель, сильно известкови-<br>стый . . . . .                   | 28,17                                     | 6,16     | 0,17      |
| Скв. 1/24, черный мергель, сильно известкови-<br>стый . . . . .                  | 31,31                                     | 1,90     | 1,23      |
| Скв. 1/23, черный . . . . .  | 48,30                                     | 2,69     | 1,09      |
| » 48/20, сильно загипсованный мергель . . .                                      | 24,65                                     | 24,90    | 1,17      |
| <i>Известняки</i>  |   |          |           |
| Тимашевка, верхи кунгура . . . . .   | 3,26                                      | Сл.      | 0,05      |
| » » » . . . . .  | 18,20                                     | »        | 0,30      |
| <i>Известковистые доломиты и доломиты</i>  |   |          |           |
| Скв. 5/21 . . . . .  | 0,36                                      | 1,02     | 0,05      |
| » 3/4 . . . . .  | 4,33                                      | 2,81     | 0,09      |
| » 3/4 . . . . .  | 3,90                                      | 2,77     | 0,02      |
| » 10/20 . . . . .  | 10,26                                     | 1,12     | 0,65      |
| » 10/20 . . . . .  | 4,08                                      | 10,20    | 0,30      |
| <i>Ангидрито-кластические породы</i>   |   |          |           |
| Скв. 48/2, глинистый ангидрит . . . . .  | 17,42                                     | —        | 0,60      |
| » 48/2, песчанистый » . . . . .  | 22,73                                     | —        | 0,19      |
| <i>Ангидриты</i>   |   |          |           |
| Скв. 48/20 . . . . .   | 0,36                                      | —        | Нет.      |
| » 48/20 . . . . .  | 0,16                                      | —        | »         |
| » 3/4 . . . . .  | 1,31                                      | —        | »         |
| » 3/4 . . . . .  | 0,22                                      | —        | »         |
| » 10/20 . . . . .  | 0,39                                      | —        | 0,03      |
| » 10/20 . . . . .  | 0,10                                      | —        | 0,01      |
| » 3/4 . . . . .  | 5,24                                      | —        | 0,02      |
| » 48/20 . . . . .  | 13,29                                     | —        | Нет?      |
| » 10/20 . . . . .  | 0,95                                      | —        | 0,01      |



соленостей. Весьма вероятно, что то же самое имело место и в водоемах древних. В связи с этим встает вопрос о содержаниях  $C_{орг}$  в разных петрографических типах осадков соляных водоемов.

К сожалению, вплоть до настоящего времени исследователи не обращали на эту сторону дела внимания и вовсе не производили определений  $C_{орг}$  в галогенных отложениях. Лишь при изучении кунгура Ишимбаевского Приуралья автором было поставлено определение  $C_{орг}$  в серии образцов, охватывающей все типы пород, начиная от песков, через глины к мергелям, известнякам, доломитам и ангидритам (Страхов и Залманзон, 1944). Позже аналогичная работа была проделана К. К. Зеленовым (1956) на лагунных отложениях Ст1 Сибирской платформы. Данные по кунгуру сведены в табл. 54. Из рассмотрения их видно, что в ряду от песчаников и глин до мергелей и известняков содержания  $C_{орг}$  в общем совершенно те же, что в



Фиг. 226. Соотношение  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в разных породах (по К. К. Зеленову).

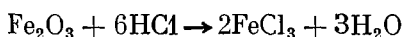
А. Красноцветные породы. Б. Зеленоцветные и сероцветные породы. В. Разные по цвету глинистые доломиты: 1 — красные; 2 — зеленовато-серые и серые.

аналогичных породах гумидного типа, вплоть до той детали, что красноцветные отложения резко обеднены  $C_{орг}$  сравнительно с сероцветными. Все это — отложения менее соленых частей водоемов. Совсем иную картину наблюдаем в собственно галогенных осадках: ангидриты практически лишены  $C_{орг}$ , либо содержат его в едва уловимых следах. Определений  $C_{орг}$  в галитах и калийных солях не производилось; но даже когда они не окрашены в красные тона, их прозрачность и состав нерастворимого остатка главным образом их ангидрита и карбонатов делают несомненным, что и у этих галогенных пород дело с  $C_{орг}$  обстоит так же.

Таким образом, несмотря на то, что галогенные отложения возникали в водоемах, заведомо обладавших развитым биосом, органическое вещество в них практически отсутствует, либо находится в ничтожных следах. Причина заключается, мне думается, в значительной быстроте галогенного процесса, особенно в последние его моменты: все возрастающие ежегодно количества минеральных солей все сильнее разбавляли массы одновременно поступающей в осадок органики, и процент  $C_{орг}$  в солях неизбежно падал. Однако и эта ничтожная количественно масса органики (если брать ее от осадка) все же производила свое характерное воздействие на некоторые, способные к редукции, компоненты отложений, в частности, на Fe, Mn и др. В этом убеждает рассмотрение форм железа в отложениях солеродных водоемов.

Химическими исследованиями современных соляных водоемов гидротриолит и пирит были обнаружены на всех ступенях осолонения, вплоть до самых высоких (26—28%). В древних же галогенных породах и переслаивающихся с ними глинах наряду с пиритом были обнаружены и пистомезиты, т. е. карбонатное железо, обогащенное  $MgCO_3$ . Больше того, по недавним

исследованиям К. К. Зеленова (1956) получается, что по крайней мере на стадии гипсоотложения баланс аутигенно-минералогических форм железа находится в явной зависимости от масс присутствующего в породах органического вещества. При очень малых содержаниях его  $\text{Fe}^{2+}$  отсутствует и  $\text{Fe}_{\text{HC}}^{3+}$  преобладает над  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ ; при возрастании  $\text{C}_{\text{орг}}$  масса  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  увеличивается за счет убыли окисленного железа, появляется пирит (фиг. 226). Все это свидетельствует, что диагенетические преобразования железистых соединений в осадках осолоняющихся водоемов протекали в весьма широком диапазоне минерализации совершенно так же, как в нормальных морских бассейнах. Специфика соляного бассейна не чувствуется. Отклонения начинают давать себя знать лишь вблизи эвтонии, когда происходила садка калийных солей — сильвина, карналлита. В это время огромная минерализация рапы бассейна сильно угнетает органический мир. Поступающие массы  $\text{C}_{\text{орг}}$  оказываются все более недостаточными для редукции  $\text{Fe}^{3+}$  в  $\text{Fe}^{2+}$  и главной линией диагенетических преобразований железа оказывается уже иная. В условиях кислой среды маточного рассола (от гидролиза  $\text{MgCl}_2$ ) взвешенное железо переводится в раствор, образуя  $\text{FeCl}_3$ :



При последующем гидролизе  $\text{FeCl}_3$  железо вновь осаждается, но при этом образует тонкие гематитовые иголки, включенные в кристаллы сильвина и карналлита и придающие им красную окраску (Е. Э. Разумовская). Эта схема диагенетических преобразований железа, разработанная впервые Ю. В. Морачевским (1939), действительно является специфически галогенной, но развивается она, повторяю, лишь на очень высоких ступенях осолонения и связана с прогрессирующим подавлением жизни в наддонной рапе и все возрастающим дефицитом  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадке. У разных водоемов галогенный тип преобразований Fe начинается, по-видимому, при несколько разной минерализации рапы.

Напомню одну интересную деталь, установленную Деллвигом на солях мичиганской формации. В центральной ее части сезонные ангидритодоломитовые слои толщиной 0,5—1 мм обогащены органическим веществом и единственной аутигенно-минералогической формой железа в них оказывается пирит. Разделяющие их галитовые слои (5—10 см), напротив, не содержат уловимых количеств органики, и аутигенно-минералогической формой в них является гематит: пиритовые кристаллики исключительно редки и, как правильно полагает Деллвиг, возникли, вероятно, в результате проникновения в галититовые прослойки небольших масс сульфидного материала из сульфатных слоев. На этом примере наглядно видно, как четко иногда дифференцируются процессы диагенетического минералообразования даже в весьма, казалось бы, тесно сближенных накоплениях существенно различного исходного материала, иначе говоря, насколько полно результаты диагенеза предопределяются исходным составом осадка, возникшим в седиментогенезе.

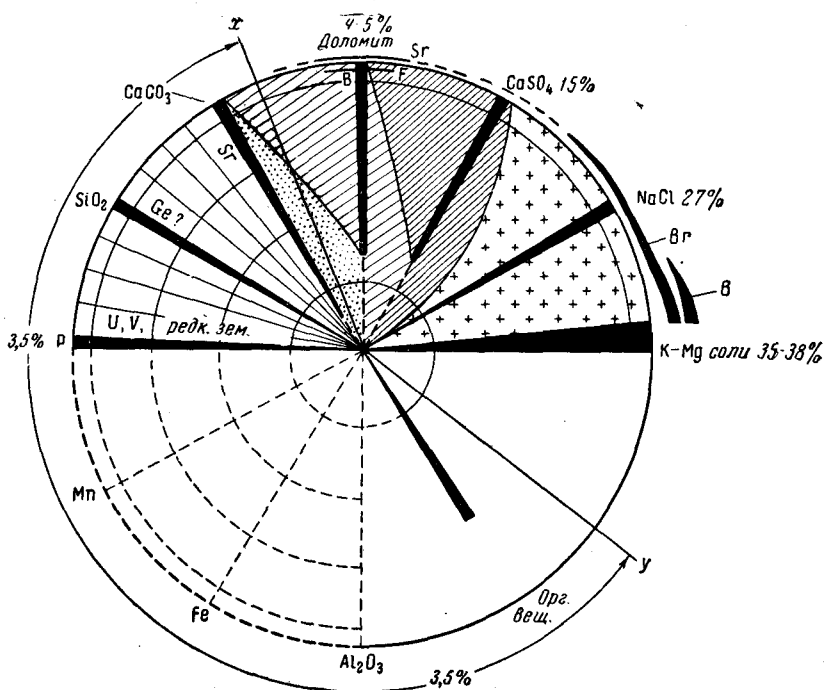
#### IV. ОБЩАЯ СХЕМА МОРСКОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Материалы, изложенные в предыдущем, позволяют кратко сформулировать основные закономерности вещественного состава и генезиса морских галогенных пород и дать одновременно общую схему морского галогенеза. Удобной формой их выражения является циклограмма составов, изображенная на фиг. 227. Для полноты характеристики в циклограмму включены также отложения начальных ступеней осолонения; принципы построения циклограммы те же, что были изложены при описании циклограммы гумидных пород, и потому здесь опускаются.

## 1. ЦИКЛОГРАММА МОРСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД

Обозревая циклограмму в целом, не трудно уловить в ней следующие закономерные соотношения (фиг. 227).

1. *Породы осолоняющихся водоемов образуют ряд, выстраивающийся по степени геохимической подвижности образующих их веществ. У левого конца циклограммы накопления создаются наименее растворимыми и наименее геохимически подвижными компонентами (P, SiO<sub>2</sub>), у правого — наиболее растворимыми и потому наиболее геохимически подвижными*



Фиг. 227. Циклограмма хемогенных пород аридного типа.

(сульфаты и хлориды K и Mg). Это обстоятельство еще ярче подчеркивается, если обратиться к соленостям воды, при которых осуществляется садка того или иного компонента; соответствующие данные показаны по периферии циклограммы. Как видим, циклограмма делится на две части. Первая обнимает горючие сланцы, накопления фосфора, аутигенного кремнезема, известняков, чистых или несколько доломитизированных, пятнисто-метасоматических; все эти породы возникают при соленостях воды в 3—4 %, т. е. при той же минерализации, какая свойственна морским водоемам гумидных зон. Породы второй половины циклограммы возникают при прогрессирующем осолонении бассейнов от 4 % до эвтонии, т. е. до 38—40 %. Это нормальные седиментационные пластовые доломиты, гипсы (ангидриты), галиты, калийные соли. Доломитообразование начинается при соленостях почти нормальных (4—4,5 %) и продолжается в чистом виде до минерализации около 15 %, когда начинается садка гипса. Галиты начинают осаждаться при солености около 27 %, калийные соли при 30—32 %.

Вместе с макрокомпонентами формируются также накопления ряда малых (акцессорных) элементов. Так, в доломитах и сульфатизированных доломитах накапливается фтор (в виде флюорита) и стронций (в виде целестина). С началом садки галита и до стадии эвтонии в твердой фазе во все возрастающей степени накапливается бром, образующий изоморфные

замещения в NaCl, KCl, карналлите и других хлоридных солях K и Mg. Бор в очень небольшой степени концентрируется в доломитах, но по-настоящему начинает образовывать твердые фазы лишь на очень высоких ступенях осолонения, вблизи эвтоники, давая большие первичные концентрации в карналлитовой и бишофитовой зонах калийных месторождений.

2. В последовательной смене состава пород от левого конца диаграммы к правому, наряду с переходом от менее подвижных компонентов к более подвижным, происходят также характерные изменения в общей конституции твердых фаз. *Садка простых безводных солей при прогрессирующем осолонении о все большей степени вытесняется образованием двойных, иногда тройных солей со значительным участием в них кристаллогидратной воды.* При этом в общем возрастает кристаллизационная способность вещества, благодаря чему галогенные породы у правого конца циклограммы обладают многократно более крупной кристаллически-зернистой структурой, сравнительно с породами у левого ее конца. И если фосфориты и кремнистые породы часто бывают афанитовыми, то известняки и доломиты, обычно микро- и тонкозернисты, ангидриты — тонко-, средне- и крупнозернисты, начиная же с галититов породы не только крупно-, но гигантозернисты с кристаллами в миллиметры и даже сантиметры; отклонения от этой общей тенденции редки.

3. Между чистыми накоплениями отдельных компонентов, отвечающих концам радиусов циклограммы, имеются все постепенные переходы. Но частота встреч этих промежуточных «смешанных» и чистых пород неодинакова. *На большей части циклограммы, начиная с накопления фосфора и до галита, наибольшим распространением в природе пользуются породы, подавляющая часть которых образована одним каким-либо хемогенным компонентом и лишь незначительная — другим.* Двухкомпонентные хемогенные породы с приблизительно близкими количествами компонентов встречаются редко. Но соотношения галита и калий-магниевого пород становятся радикально другими: здесь преобладают смешанные многокомпонентные породы. Это объясняется, по-видимому, тем, что объемы выделяющегося при кристаллизации галита все время остаются большими, соизмеримыми с объемами калий-магниевого солей.

Таким образом, на большей левой части циклограммы для соотношений составов пород характерна тенденция к контрастной дифференциации макрокомпонентов, у правого же конца она начинает резко ослабевать.

4. *Соотношения между хемогенными компонентами, входящими в состав пород разных частей диаграммы, существенно различны.*

В левой части диаграммы, отвечающей слабой минерализации воды — до 3,5%, т. е. до известняков включительно, накопления компонентов происходят совершенно независимо друг от друга. Поэтому, например, кремнистые породы иногда содержат несколько повышенные или даже высокие содержания Р, но, как правило, их не имеют, а содержат лишь кларковые количества Р или даже меньше. Точно так же и известняки могут то содержать, то не содержать повышенных количеств SiO<sub>2</sub> и Р.

В правой части диаграммы, начиная с доломита, соотношения хемогенных макрокомпонентов становятся иными. Так, в доломитах всегда присутствует некоторое количество CaCO<sub>3</sub> до (5%); ангидриты (гипсы) всегда содержат примесь доломита и CaCO<sub>3</sub>; галититы — примесь ангидрита и карбонатов; калийные соли — большую примесь галита и меньшую ангидрита и карбонатов. То же касается и накоплений микрокомпонентов, как только они начинают образовывать твердые фазы. *Иначе говоря, в составе любой галогенной породы наряду со специфической для нее хемогенной («новой») фазой всегда присутствуют твердые фазы унаследованные, отражающие химическую седиментацию предшествующих ступеней осолонения.* Это обстоятельство принципиально важно, ибо оно коренным

образом отличает взаимоотношения в ряду пород осолоняющихся водоемов от соотношений пород гумидных и даже аридных пород, отложенных в бассейнах малой минерализации (до 3,5%). В гумидных породах и в отложениях малой минерализации нет обязательного унаследования породами определенных черт состава отложений, предшествующих в ряду подвижности; в породах галогенных, начиная с доломита, унаследованность становится обязательной и проявляется чрезвычайно ярко. Совершенно очевидно, что тем самым материальные вещественные связи друг с другом пород галогенных оказываются несравненно более тесными сравнительно с тем, что наблюдается в группе пород гумидных. Эта тесная вещественная связанность галогенных пород друг с другом есть простое следствие стабильности галогенного осадкообразования, а также того факта, что при начале садки того или иного компонента он никогда не уходит полностью из раствора; доосаждение остатков происходит на более высоких стадиях осолонения.

5. При накоплении унаследованных компонентов они обычно сохраняют ту свою минералогическую форму, в которой стали впервые выделяться в истории водоема, но иногда изменяют ее, давая новые фазы. Примерами устойчивого сохранения унаследованным минералом своей фазы являются флюорит, целестин, галит, кизерит, карналлит и др. Примером изменения ее являются карбонаты Са и Mg. Так, доломит в качестве основного карбонатного минерала удерживается в большинстве случаев в ангидритах, но в галититах и К-солях замещается смесью кальцита и магнезита. Гипс, осаждающийся на стадии галитовой седиментации, вблизи эвтоники замещается ангидритом. Эти перемены формы унаследованных твердых фаз, однако, не изменяют сути явления унаследования.

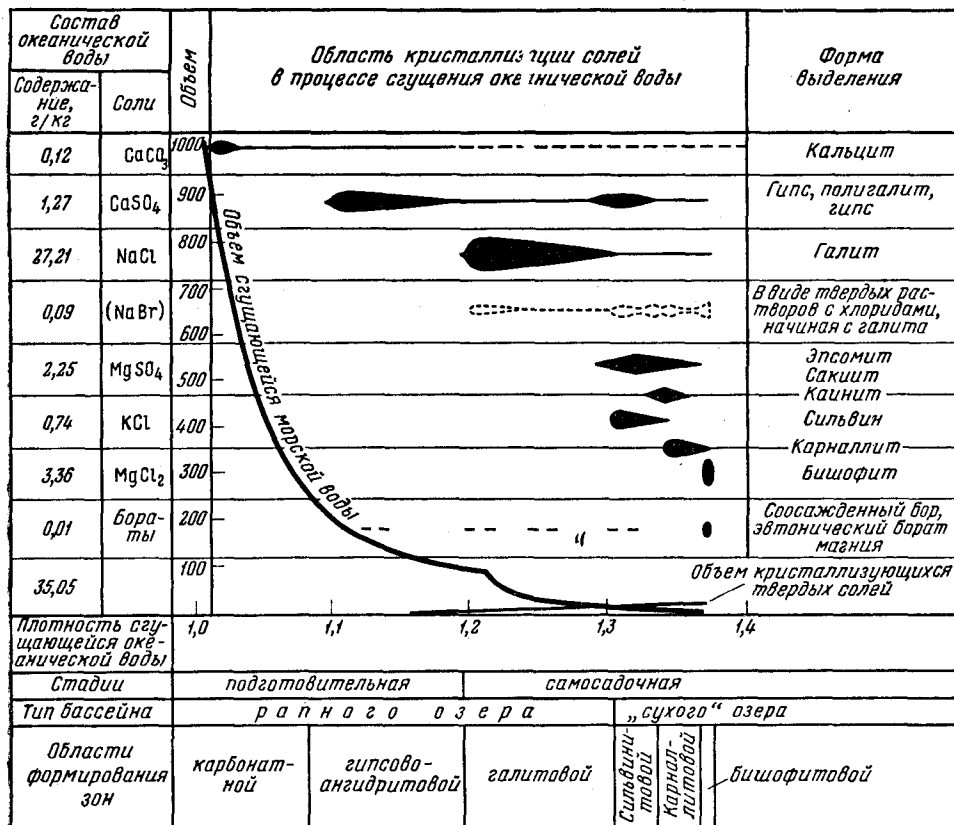
6. Поступление терригенного материала в солеродный водоем и подмешивание его к осаждающимся твердым фазам вызывает появление в составе галогенных морских формаций терригенно-галогенных пород. При этом между хемогенными и терригенными компонентами обычно возникает своеобразное взаимодействие.

Принос кластических частиц пресной речной водой вызывал сдвиги в физико-химических равновесиях солеродного водоема, что в ряде случаев тормозило хемогенную седиментацию в районе усиленной садки терригенного компонента. С другой стороны, глинистый материал в солеродном бассейне сам своеобразно видоизменялся, обогащаясь щелочами и MgO и меняя свою минералогическую природу.

На циклограмме опресняющее воздействие речных вод, приносящих терригенный материал, отражено тем, что: 1) в поле между кальцитом и доломитом граница садки доломита смещена на более высокие солености по мере приближения к центру циклограммы, а вблизи центра садка доломита вовсе прекращается; 2) в поле между доломитом и гипсом аналогичное смещение претерпевает гипс; 3) в поле между гипсом и галитом аналогично смещено начало садки галита.

7. Параллельно с изменением вещественного состава пород, в ходе осолонения морских водоемов характерно видоизменяются соотношения между солевым осадком и наддонной водой. На начальных и средних ступенях осолонения садка твердых фаз происходит из обширного массива наддонной воды и выделяющиеся твердые фазы составляют по объему ничтожную часть этого массива. При высокой солености рапы мощности наддонной рапы резко сокращаются, а объемы выделяющихся из нее твердых фаз начинают приближаться к объемам маточного рассола. Это приводит к тому, что сам рассол постепенно сосредоточивается в пространстве между кристаллами и рапа делается донной, межкристальной. Дальнейшая седиментация, приводящая к возникновению калийных накоплений, связана с оттоком межкристальной рапы в сохранившиеся прогнутые участки среди галититового поля. Так, конечные стадии морского галогенеза

протекают по существу уже в ранних озерах среди галититового поля, лишенных непосредственной связи с морем. Иначе говоря, заканчивается галогенез морских водоемов в условиях специфического озерного режима. Эта своеобразная эволюция морского галогенеза наглядно показана на фиг. 228.



Фиг. 228. Изменение объема океанической воды и выделяющихся из нее твердых солей в процессе сгущения в природных условиях (по М. Г. Валяшко).

Нетрудно видеть, что изложенные закономерности вещественного состава и генезиса пород осолоняющихся морских водоемов делают галогенные формации природными телами, члены которых неотрывно связаны друг с другом кровно, материально, и образуют действительно единое физико-химическое целое. В резком усилении именно физико-химических связей друг с другом формациеобразующих пород и микрокомпонентов и состоит специфика галогенных формаций сравнительно с гумидными. У последних связи имеют только фациальный характер, у галогенных же формаций не только фациальный, но и физико-химический, вещественный. Это обстоятельство делает именно галогенные формации особенно ярким, классическим примером формаций, как парагенетических сообществ пород понимая парагенезис в генетическом смысле.

## 2. О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОМ МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД

При характеристике палеогеографии древних солеродных водоемов было отмечено, что типы их были весьма разнообразны и вместе с тем порою резко отличны от современных бассейнов и по размерам, и по очертаниям,

и по глубинам. Это обстоятельство придавало древнему морскому га-логенезу черты большого своеобразия и затрудняло перенесение представлений о морфологии современных солеродных водоемов на древние.

Совершенно иначе обстоит дело, когда мы переходим, так сказать, к «физиологии» древних солеродных морских бассейнов, т. е. к процессам галогенеза; здесь, наоборот, мы сталкиваемся с примерами удивительного сходства, по существу тождества явлений.

В самом деле, в современных водоемах галогенез осуществляется через годовые гидрохимические циклы, причем образование солевых пластов становится возможным лишь после того как наддонная и межкристалльная (донная) рапа достигнут насыщения данной твердой фазой. Постоянное наличие ясно выраженной сезонной слоистости в ангидритах, галититах и калийных солях делает несомненным, что тот же самый механизм годовых гидрохимических циклов действовал и при возникновении древних галогенных отложений; несомненно, что и соляные пласты формировались в прошлом лишь после того, как наддонная и донная рапы становились насыщенными данной твердой фазой; это условие требуется физико-химической сущностью процесса образования легко растворимых солевых минералов.

Прогрессирующее осолонение современных водоемов сопровождается непрерывной метаморфизацией их рапы под влиянием вносимых в бассейн глинистых частиц и растворенного  $\text{CaCO}_3$ . Существование в древних галогенных формациях сульфатной и хлоридной ветвей калийных пород, наличие крупных локальных накоплений магнезита и полигалита делают несомненным, что процессы метаморфизма были не в меньшей степени свойственны и древним солеродным водоемам.

Галогенная седиментация в современных солеродных бассейнах протекает по солнечному, т. е. метастабильному пути. Как было показано выше, имеются убедительные данные считать, что так же происходил галогенез и в огромных древних солеродных водоемах.

В оформлении окончательного минералогического состава современных галогенных отложений важную роль, наряду с седиментационными процессами, играет ранний диагенез осадков. При этом происходит превращение метастабильных фаз в стабильные путем реакций обмена катионами, путем дегидратации твердых кристаллогидратных фаз, замены стеностабильных минералов эвристабильными; параллельно идет перераспределение компонентов и общее уплотнение осадка и его литификация. Аналогичные процессы, как указывалось выше, имели место и в галогенезе древних бассейнов. Ранние диагенетические процессы перехода метастабильных твердых фаз в стабильные вытекают из существа солнечного пути осаждения. Перекристаллизация доказывается потерей многими минералами их первичной перистой структуры. Что же касается перераспределения веществ в диагенезе, то оно наглядно демонстрируется весьма изменчивыми содержаниями многих компонентов, особенно же микрокомпонентов в галогенных породах. Так, например, флюорит и целестин в доломитах и ангидритах распределены чрезвычайно неравномерно: наряду с участками, практически лишенными этих минералов, наблюдаются участки, где они накапливаются массами, образуя пятна с расплывчатыми очертаниями, конкреционные линзочки и линзы, желваки. О количественных колебаниях содержания стронция в доломитах дает представление приведенная выше таблица определений его, из которых явствует, что концентрация Sr на близких расстояниях меняется в сотни раз.

*В галитовых породах установлено наличие конкреций ангидрита и других минералов.* «В весенних «глинистых», как их нередко называют, прослойках в галите, — пишет Я. Я. Яржемский (1957, стр. 94, 95), — часто образуются ангидритовые желвачки от едва видимых невооруженным глазом до шаровидных и иной формы желваков мелкозернистого ангидрита величиною

около 3 см в сечении... За последнее время... в керновых материалах из Индерской соленосной толщи отмечены многочисленные примеры линзовидного, желвачного распределения карналлита в каменной соли... Во многих случаях на поверхности керна видно, как имеющиеся в каменной соли обычно тонкие (около миллиметра) ангидритовые прослойки упираются, прерываются, исчезают около карналлитовых желвачков или неправильной формы включений. После того как карналлит под влиянием влажности воздуха выщелачивается, ангидритовые прослойки как бы «повисают», разъединяются в участках ранее бывших здесь карналлитовых желвачков... Границы карналлитовых прослоев желвачного и иного видов включений с вмещающей каменной солью всегда не отчетливы, извилисты, лабиринтоподобны».

Полноты ради добавим, что в карналлитовых пластах цехштейна Германии давно известны желваки изотропного борацита (хлормagneвий борат), добываемые в качестве борной руды.

Перечисленным стяжениям микро- и макрокомпонентов в галогенных породах свойственны некоторые общие черты. Размеры стяжений обычно невелики и в них концентрированы поэтому небольшие массы вещества. Желвачки, как правило, залегают по слоистости породы; при этом микро-слои вмещающих пластов в одних случаях огибают желваки, в других — проходят через них, утолщаясь, в третьих — исчезают на месте желвака, очевидно, нацело им замещаясь. Желваки обладают массивным сложением, ни концентрической слоистости, ни радиально-лучистого строения в них нет. Первичная их структура — микрозернистая с величиной зерен обычно меньше 0,01 мм. Последующие процессы перекристаллизации приводят к появлению разнотернистых структур, в которых, как правило, еще находятся остатки первичной микрозернистой структуры.

Нет никакого сомнения в том, что все эти желваковые скопления микро-элементов в солях представляют собою результаты диагенетического перераспределения веществ, вначале диффузно рассеянных в осадке. В некоторых, по крайней мере, случаях возникновение локальных концентраций микроэлементов стало возможно, видимо, лишь благодаря вторичному (позднему) пропитыванию осадка рапой высокой концентрации — маточным рассолом, принесшим в осадок новые компоненты.

Современный галогенез, как известно, отличается большой быстротой, к тому же все возрастающей при прогрессирующем осолонении водоема. Совершенно то же мы видели и в галогенезе древних морских солеродных водоемов. При этом, судя по мощностям годовых ритмов, даже абсолютные значения скоростей современного и древнего галогенеза на одинаковых ступенях осолонения рапы выражаются одними и теми же цифрами.

*Как видим, все главные решающие черты физико-химического механизма современного галогенеза без труда отыскиваются в галогенезе древнем, несмотря на часто кардинальную разницу в геоморфологическом облике современных и древних морских солеродных бассейнов.*

Это обстоятельство принципиально важно для оценки возможности использования данных по современному осадкообразованию для познания галогенеза древнего. Оказывается, мы лишь отчасти можем судить о геоморфологии древних солеродных водоемов по геоморфологии их современных представителей, но мы имеем все основания привлечь к истолкованию процессов древнего галогенеза знания физико-химического механизма галогенеза современного. Это различие, в сущности, естественно. Геоморфология водоема создается в основном тектоническим режимом территории, который изменчив во времени. Физико-химический же механизм солевой седиментации связан с природой осаждающихся твердых фаз и определяется ею во все времена геологической истории.



## Глава VI

### РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ВНУТРИ АРИДНЫХ ЗОН. РАЗВИТИЕ ГАЛОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

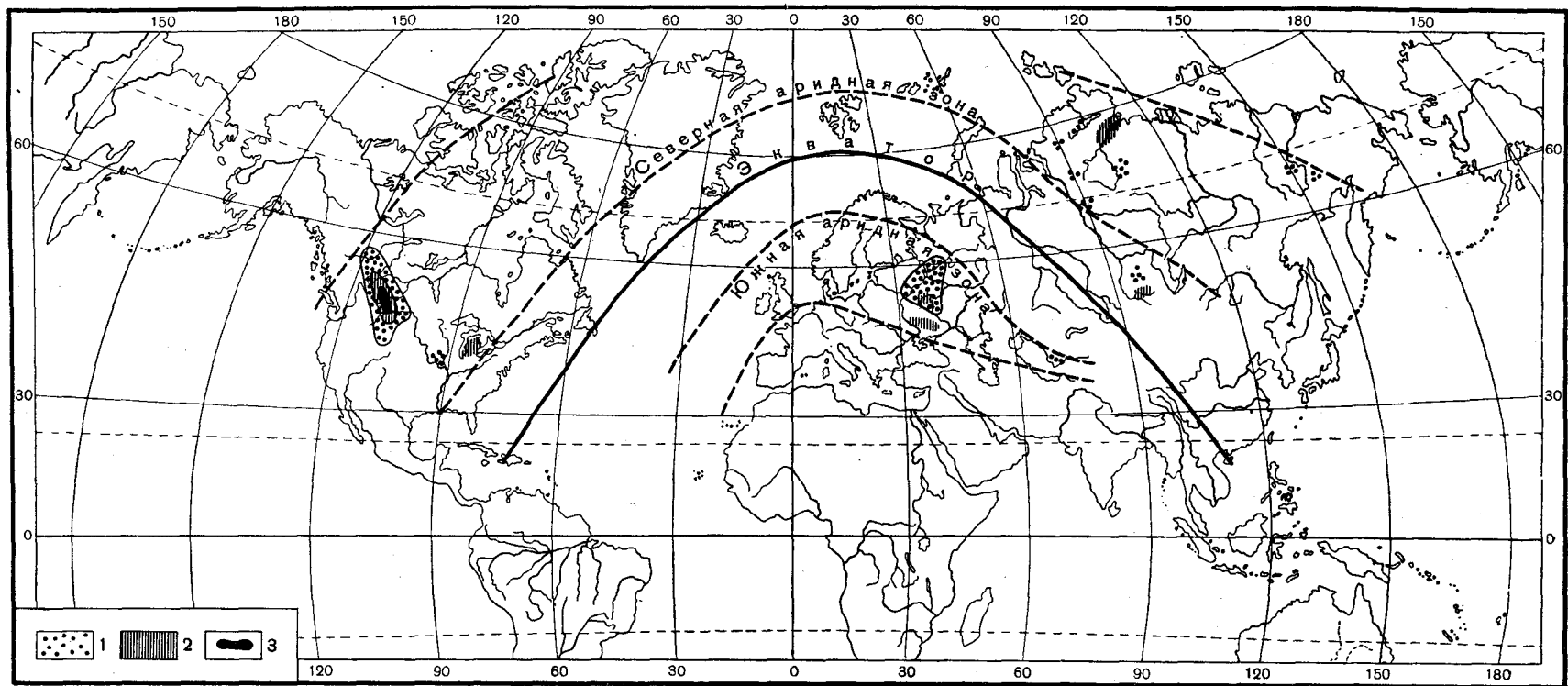
При анализе закономерностей размещения галогенных формаций внутри аридных областей нас будут интересовать те же два вопроса, которые вставали при изучении гумидных отложений: 1) имеются ли закономерные связи между локализацией формаций и какими-либо вариациями аридного климата; 2) существуют ли закономерные соотношения в размещении галогенных формаций по основным структурным единицам земной коры.

#### 1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ВНУТРИ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Чтобы выявить закономерности размещения галогенных формаций внутри аридных областей разного геологического возраста, для наиболее крупных и наиболее достоверно установленных из этих областей были построены карты распределения гипсоносных, галитовых и калиеносных отложений.

Девонский период был одним из наиболее интересных периодов галогенеза, особенно среднедевонская эпоха. Галогенные отложения в это время широко развиты как в северной, так и в южной аридной зоне (фиг. 229). В северной зоне гипсовые накопления встречаются практически на всем поперечном сечении через зону: и у северного ее края, и в срединной ее части, и у южного края; это прекрасно видно как в Сев. Америке, т. е. на западном конце зоны, так и в Сибири, у восточного ее конца. Галититовые отложения в Сибири располагаются примерно в срединной части зоны; но галититы Сев. Америки явно лежат у южной ее границы. Калиеносный Виллистонский бассейн в Сев. Америке расположен приблизительно в середине засушливой области. В южном аридном поясе галититы морсовского горизонта отвечают приблизительно средней части пояса, но галититы Днепровско-Донецкой впадины явно тяготеют к южной границе аридной зоны. Добавим, что калийные соли Припятского прогиба ( $D^2_3$ ) также лежат у южной границы зоны. Таким образом, *из шести крупных накоплений легко растворимых солей три локализованы приблизительно в срединных частях северной и южной аридных зон, три остальных — в крайних частях этих же зон.* Получается что не только гипсы, но и галититы и калийные соли в девонский период возникали практически на всех участках поперечных профилей через аридные области. О чем говорит такая локализация галогенных отложений?

А. А. Ивановым (1953) была высказана мысль, что гипсы, галититы и калийные соли требуют для своего образования разной степени аридности



Фиг. 229. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон середины перми

1 — гипсы; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли.

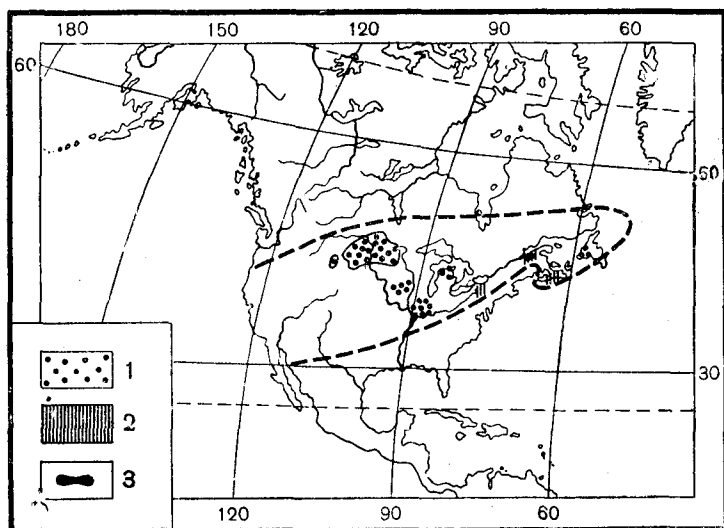
климата: гипсы — малой, галититы — большей, калийные соли — максимально выраженной. С этой точки зрения понятны случаи приуроченности галититов и калиевых солей к срединным частям аридных областей, ибо здесь, особенно если аридные области лежали среди равнинных платформенных территорий, должен был сосредоточиться наиболее резко выраженный аридный режим. Но остаются непонятными другие случаи — не менее распространенные, когда галититы и калиевые соли приурочиваются к периферии аридных областей. Следуя мысли А. А. Иванова, нужно допустить, что резко аридный режим в этих случаях почему-то локализовался на отдельных участках периферии засушливых ареалов. Но что могло вызвать такого рода климатическую аномалию? По-видимому, только одно — влияние рельефа. Поднятия, окружавшие солеродные бассейны по периферии засушливых зон, как бы изолировали эти бассейны от общей атмосферной циркуляции и локально создавали резко аридные условия на самом краю засушливой области, где в норме господствовал значительно менее аридный режим. Что подобного рода локальная сильная аридизация климата по периферии засушливых областей возможна, явствует из примера Тувинской и Минусинской котловин. Из палеоклиматической карты  $D_2$ , опубликованной в первом томе монографии, следует, что обе котловины принадлежали, вообще говоря, тропической гумидной зоне девона, но в первой из них все же накоплялись галититы, а во второй — гипсы, т. е. отложения аридного климата. Причина аномалий заключалась в том, что Тувинская и Минусинская впадины в девоне представляли собою действительно межгорные котловины, изолированные от общей атмосферной циркуляции тропиков того времени горными цепями, что и создавало засушливые условия внутри впадин. Там легче, конечно, могла осуществиться при аналогичных условиях резкая аридизация в краевых частях древних засушливых областей.

Если такая трактовка правильна, тогда в составе галититовых и калийных месторождений, локализованных по периферии засушливых областей, должны быть зафиксированы признаки наличия расчлененного рельефа в ближайших их окрестностях; ведь возникшие в межгорных впадинах тувинские галититы и минусинские гипсы принадлежат мощным терригенным комплексам. Калийные месторождения Припятской впадины действительно содержат повышенные количества терригенного материала, но его все же гораздо меньше, чем в Тувинской и Минусинской впадинах, и потому Припятскую впадину едва ли можно отнести к категории межгорных. Такова же и галититовая формация Мичиганского бассейна. К этому нужно добавить, что и по данным региональной геологии районы, окружавшие в  $D_2$  Припятскую впадину и в живецкое время Мичиганский бассейн, отнюдь не были гористыми, но обладали нередко возникавшим в платформенных областях несколько всхолмленным рельефом.

Все эти факты доказывают, что на периферических участках аридных зон в эпохи отложения на них галититовых и калийных солей едва ли мог существовать экстрааридный климатический режим, ибо не было геоморфологических условий, необходимых для возникновения такого режима. *И галититовые и калийные отложения формировались здесь на базе просто аридного климата. Но раз так, то, очевидно, диапазон климатических условий, в которых в девоне шло образование месторождений NaCl и K-солей, был достаточно широк и обнимал как экстрааридные участки в центре засушливых зон, так и умеренно аридные по их периферии.* Фактором, определившим реальную локализацию месторождений легкорастворимых солей внутри аридных областей, были в данном случае не локальные модификации климатического режима, а вмешательство иного мощного агента — тектонического, обусловившего возникновение

на разных участках внутри аридных областей длительно и быстро прогибавшихся ванн, необходимых для завершения галогенного процесса. Именно эта тектоническая предпосылка галогенеза и обусловила нахождение галититов и калийных солей то в центральных частях аридных областей, то по их периферии<sup>1</sup>.

Очень интересна ситуация в нижнекарбовую эпоху. Эта эпоха весьма бедна галогенами и ее аридные области восстанавливаются с трудом и на ограниченных площадях. Наибольшая из них локализовалась тогда в Сев. Америке и изображена на фиг. 230. Как видим, среди галогенных отложений



Фиг. 230. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон нижнего карбона.

1 — гипсы; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли.

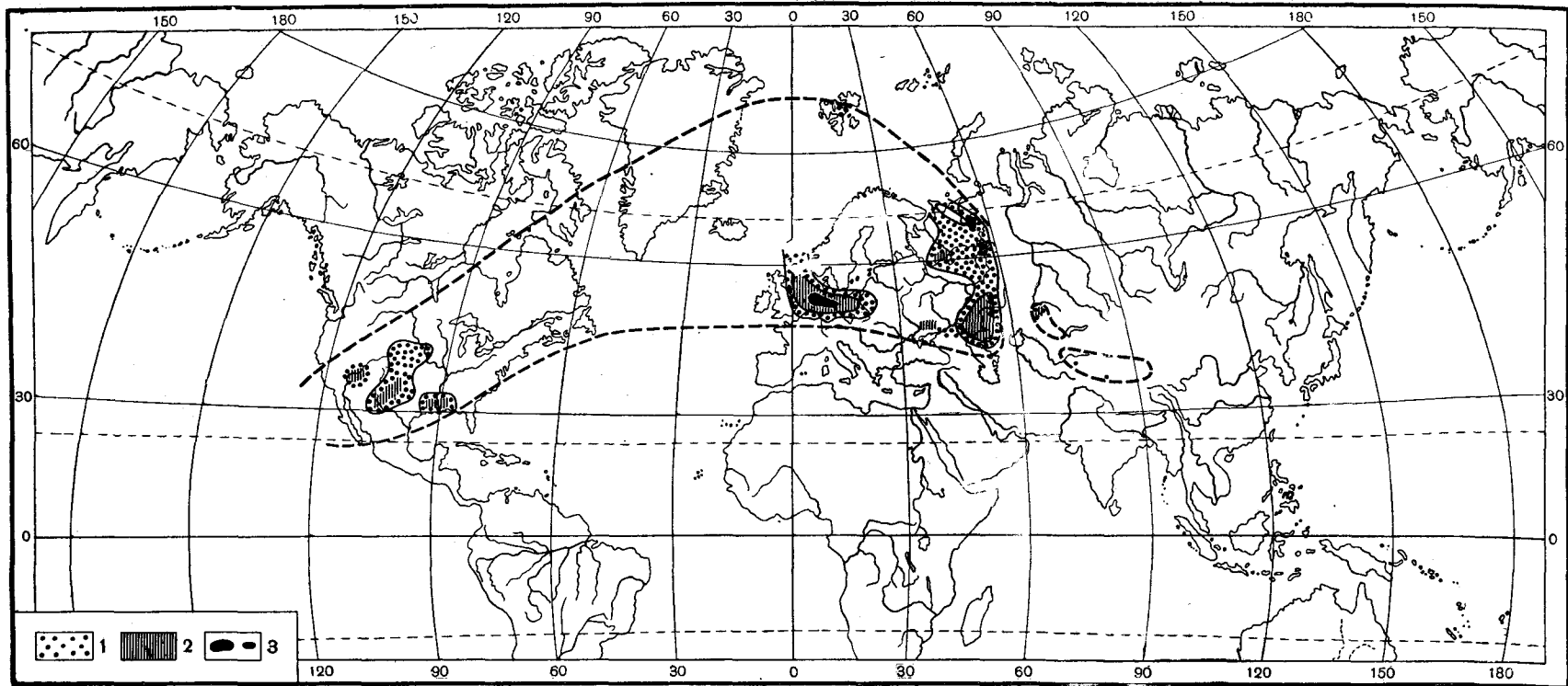
господствуют гипсы, локализованные на самых различных участках аридной области — и по периферии и в середине ее. Галититы развиты лишь в Зап. Вирджинии, Нов. Брунсвику, Нов. Шотландии, четко приурочиваясь к южной периферии засушливой области и отсутствуя в центре ее. При этом и в данном случае нет указаний на геоморфологические условия, которые могли бы создавать локально участки экстрааридного климата по периферии засушливой области; здесь не было межгорных котловин, отгороженных горными цепями, но господствовал обычный платформенный пейзаж слабо всхолмленной равнины. Равным образом и в Аппалачской геосинклинали еще не существовало складчатых высокоподнятых цепей, которые могли бы отгораживать области галогенеза от приносивших влагу ветров, если они дули с востока. Такие цепи возникли лишь в средне- и верхнекарбовое время; но как раз тогда на прилежащих с запада участках суши отлагались не соли, а угли, т. е. климат был влажный. Все эти сопоставления приводят к выводу, что и в нижнекарбовое время причиной локализации галититов внутри северно-американской аридной области были вовсе не локальные модификации арид-

<sup>1</sup> Во избежание недоразумения отметим, что А. А. Иванов также признает большую роль тектонического фактора в локализации месторождений галогенных пород, хотя наряду с этим указывает на необходимость экстрааридных условий для возникновения калийных месторождений. Вполне соглашаясь с точкой зрения А. А. Иванова (как и многих других геологов — М. П. Фивега и пр.) относительно важности тектонического фактора, я позволяю себе критически отнестись лишь к идее о важной роли экстрааридных условий для полного развития процесса.

ного климата, но тектонический режим. Галититы возникали там, где создавались длительно и быстро прогибавшиеся ванны, способные поддерживать после садки гипса еще и садку легко растворимых солей.

Очень характерно распределение галогенных формаций в конце нижней перми и в верхнепермскую эпоху (фиг. 231). Ясно вырисовываются три галогенных узла. Первый локализован в Сев. Америке. Здесь галититы возникали и в срединной части засушливой области (Делаварский бассейн) и по периферии ее — северо-западной и юго-восточной; калийные соли — лишь во внутренних частях аридной области. В Европе размещение галититов и К-солей существенно иное: они приурочены строго к периферии аридной полосы. Галититы и К-соли Западно-Германской синеклизы лежат прямо у южной границы аридной полосы. Галогены кунгурского века непосредственно примыкают к самой восточной и юго-восточной границам аридной области. Этим периферическим зонам с напряженной галогенной седиментацией противостоят пустые центральные части засушливой полосы с заведомо более резко аридным климатическим режимом. Поскольку вблизи всех областей пермского галогенеза в то время располагались складчатые герцинские горные сооружения, естественно выяснить, не играли ли они решающей роли в возникновении экстрааридного режима, с которым можно было бы связывать формирование пермских галогенных формаций? Если допустить, что в низких широтах тогдашнего северного полушария ветры, подобно современным пассатам, дули в общем с СВ на ЮЗ, положительное влияние горных сооружений в создании экстрааридных условий кажется весьма правдоподобным. Имеются, однако, факты, доказывающие, что если герцинские цепи и создавали локально экстрааридные условия, последние не были главной причиной галогенеза. Дело в том, что горные цепи на площади Урало-Сибирских герцинид существовали примерно в том же виде, что в перми, уже в средне- и верхнекарбоновое время, но на востоке Русской платформы тогда ни галититов, ни калийных солей не возникло и даже гипсы формировались в весьма скромной степени. То же относится и к Северо-Американской платформе. Следовательно, если герцинские цепи, окаймляющие эти платформы, и создавали на востоке Русской платформы и на ЮЗ Северо-Американской экстрааридные условия, то этого было еще мало для формирования галогенных отложений. Галогенез начался только тогда, когда участки, примыкавшие к герцинским цепям, по тектоническим условиям приобрели затрудненную связь с океаном и вместе с тем оказывались подготовленными к созданию длительно и быстро прогибавшихся ванн. И если даже действительно на Русской и Северо-Американской платформах на краю засушливой полосы в перми существовали экстрааридные условия, обусловленные геоморфологическими причинами, не они, а специфический тектонический режим конца нижней — начала верхней перми и отвечавший этому режиму ландшафт создали мощное галогенное осадконакопление. Что касается германского цехштейнового галогенеза, то к эпохе его возникновения герцинские цепи Европы были уже значительно сивелированы, что вытекает из петрографического состава галогенных пород. Территория, примыкавшая к району галогенеза, представляла собою всхолмленную равнину, и потому говорить о каком-либо геоморфологически созданном экстрааридном режиме здесь не приходится; аридные условия здесь были, вероятно, обычные для периферических частей засушливых областей. А между тем галогенез отличался исключительной интенсивностью и полнотой своего развития.

Итак, и в пермское время, в эпоху грандиознейшего соленакопления, мы улавливаем ясное влияние на локализацию галогенных формаций не разных модификаций аридного климатического режима, а тектонических условий. Если действительно на востоке Европы и юго-западе Сев. Америки под влиянием горных цепей экстрааридные условия и существовали,



Фиг. 231. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон среднего девона.

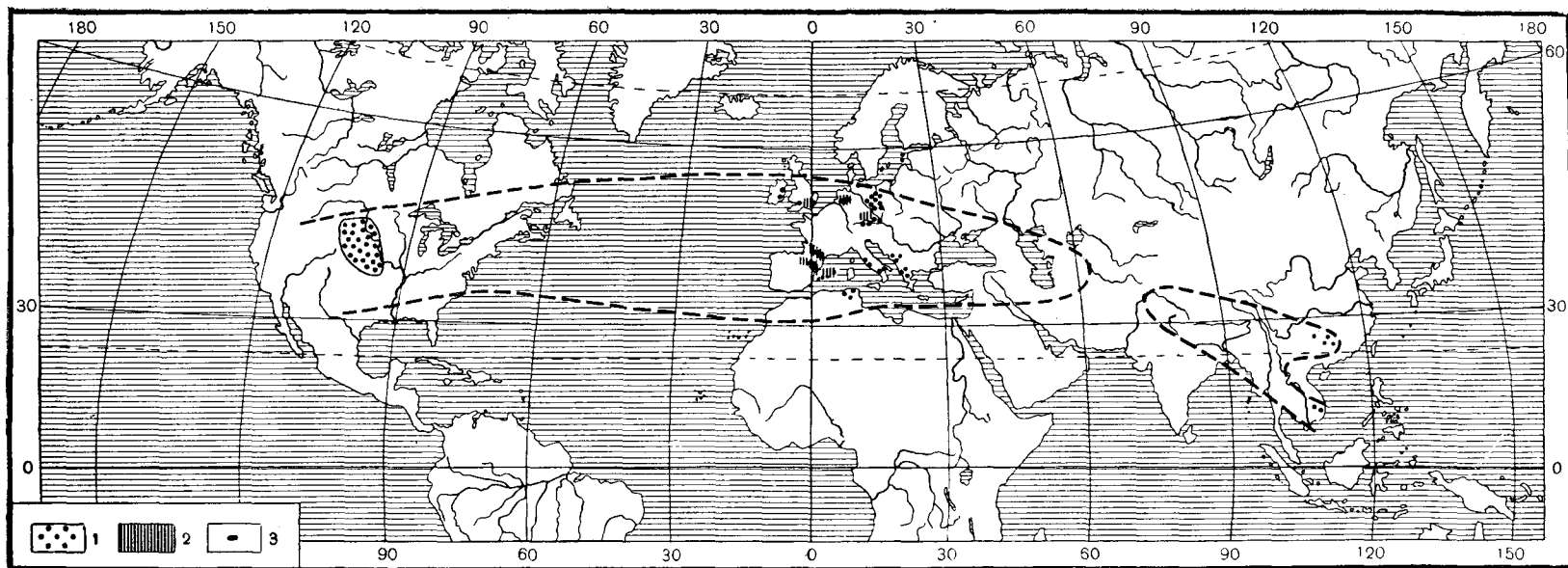
1 — гипсы; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли.

они лишь усиливали в некоторой степени благоприятное для галогенеза действие специфического тектонического режима.

В триасовый период галититы и калийные соли были развиты довольно слабо и лишь на территории Европы (фиг. 232). В нижнем триасе — это галититы с небольшими включениями полигалита на северо-западе и юго-западе Германии, мощная соленосная толща в Предпиренейском прогибе во Франции и соленосные же отложения в юго-восточной предгорной части Пиренеев в Испании. В среднем триасе — соленосная толща в Западной Германии, протягивающаяся вплоть до Швейцарии. В верхнем триасе — ограниченное соленакопление в Тюрингии, Англии, на южных предгорьях Пиренеев, на Балеарских островах, в Зап. Сардинии, в Сев. Альпах. Часть этих месторождений локализована во внутренних частях аридной полосы (Средиземноморье), где еще можно говорить об экстрааридном режиме, но многие размещены по северной периферии аридной области, где наличие экстрааридных условий отнюдь не очевидно. Правда, триасовый период в Европе отличался активными тектоническими движениями земной коры и расчлененным рельефом, особенно в нижнем триасе и кейпере, что доказываются терригенной природой нижне- и верхнетриасовых отложений. Возможно, что этот расчлененный рельеф вызвал и повышенную аридность климатических условий во впадинах между поднятыми участками. Но все же, если бы эти впадины не имели связей с открытым морем, питавшим их седиментацию, и если бы не отличались длительным и порою очень быстрым прогибанием, никакие экстрааридные условия сами по себе не смогли бы породить галогенных формаций. Таким образом, *и в триасе главнейшим фактором возникновения и локализации галогенных формаций в пределах северной периферии аридной полосы в Европе был тектонический режим, а не размещение экстрааридных условий.* Последние, если только они вообще существовали в депрессиях Германии, играли лишь вполне второстепенную, факультативную роль дополнительного условия.

Принципиально те же соображения могут быть высказаны по поводу размещения верхнеюрских галогенных формаций (фиг. 233). Здесь бросается в глаза прежде всего разница между обилием галогенных отложений в относительно небольшой аридной области Сев. Америки и малым развитием их в огромной Европейско-Африкано-Азиатской аридной полосе. В последней огромная центральная часть, лежащая на Африканской платформе и обладавшая, по всем данным, наиболее аридным режимом, вообще лишена галогенных отложений, ибо при господствовавшем режиме восходящих движений здесь не создавалось ни трансгрессий моря, ни котловин, вмещавших длительно существовавшие бассейны. Галогенез был смещен в северную половину аридной области, где при слабой расчлененности рельефа, что вытекает из состава галититовых и гипсовых накоплений, не могло возникнуть локальных очагов экстрааридных условий, но зато была возможна связь длительно и порою быстро прогибавшихся участков с морем.

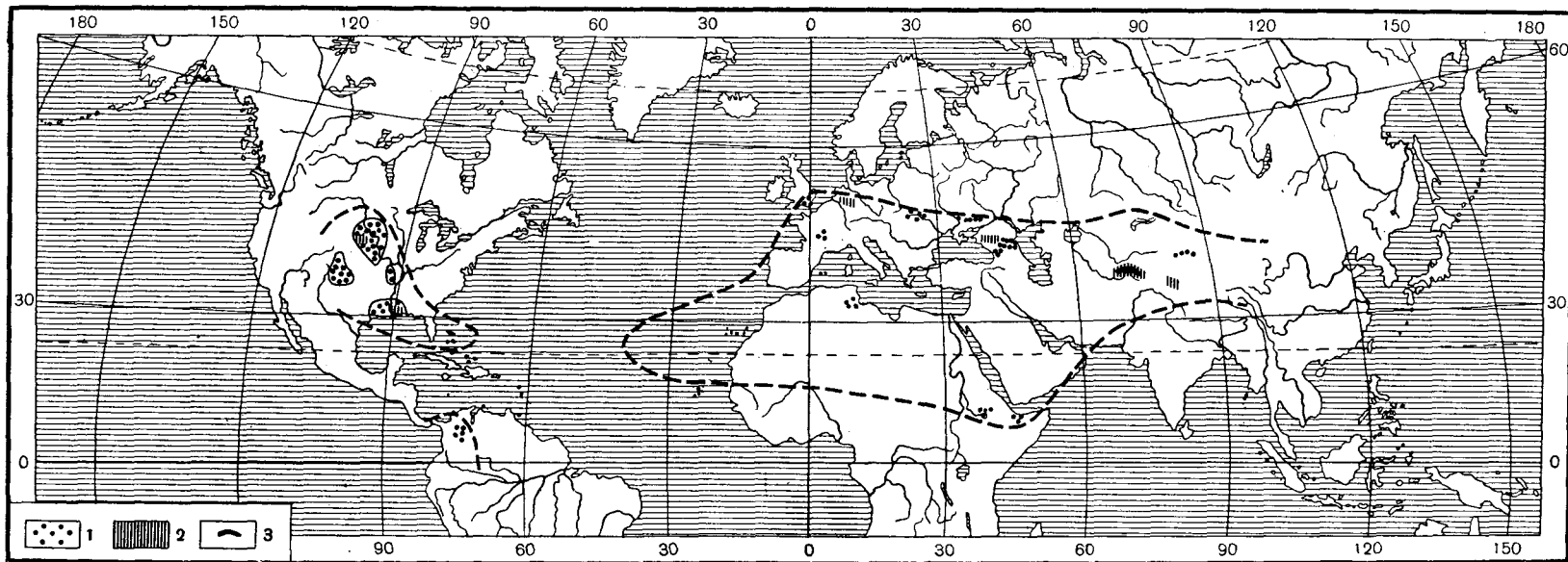
Палеогеновый период (фиг. 234) отличался наличием довольно значительного числа участков, где осуществлялась начальная стадия галогенеза в виде накопления гипсов, и весьма малым числом площадей, где галогенез доходил до садки галититов и калийных солей. Галититы и калийные соли локализованы в Рейнском грабене, где возникли, как мы знаем, несомненно в условиях достаточно выраженной межгорной депрессии. Калийные же соли хлоридного типа накопились в Испании, в эоцене котловины Эбро, также в геоморфологически выраженной впадине. Никаких данных об экстрааридном климате олигоцена Рейнского грабена не существует; флористические и фаунистические материалы говорят, напротив, о семиаридном его типе (Wagner, 1955). Таким образом, и в данном случае важнейшим фактором размещения галогенных формаций



Фиг. 232. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон триаса.

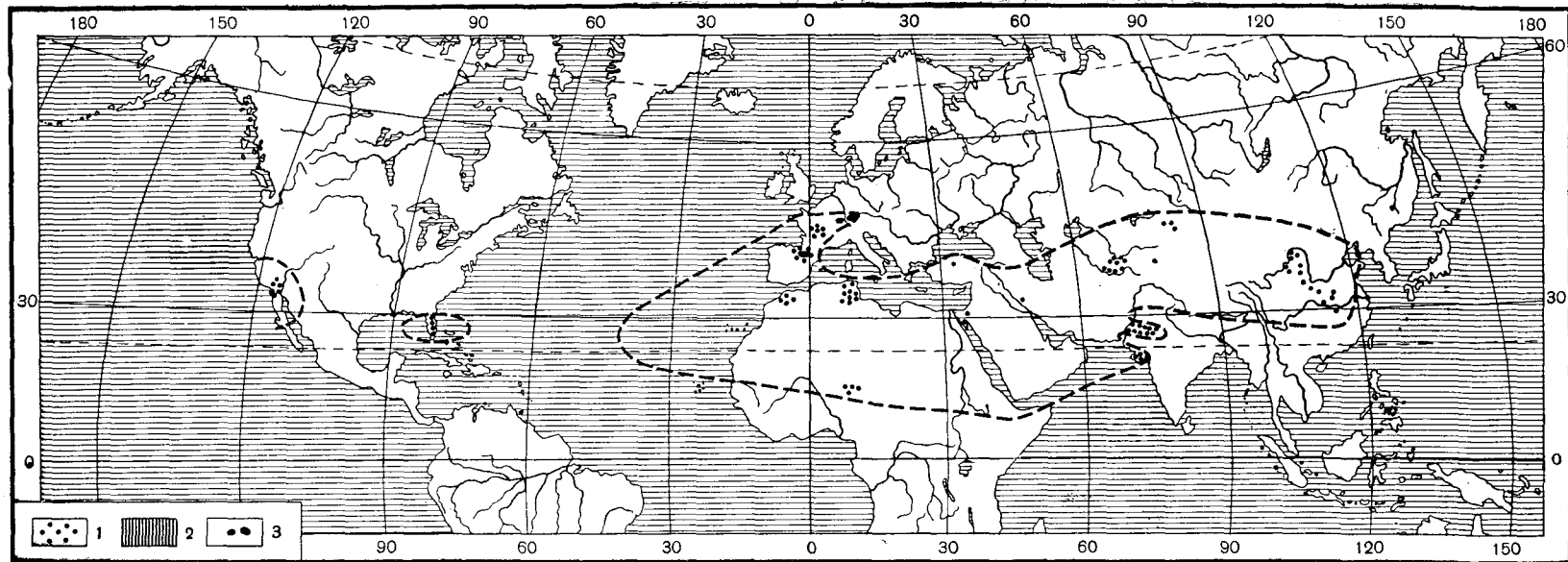
1 — гипсы; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли.





Фиг. 233. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон верхней юры.

1 — гипсы; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли.



Фиг. 234. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон палеогена.

1 — гипсы; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли.

являлся тектонический режим, а не распределение внутри аридной области разных модификаций засушливого режима.

Неогеновый период по характеру галогенеза существенно отличается от палеогенового (фиг. 235). В это время в очень многих точках Европско-Африкано-Азиатской аридной области галогенез отличался значительной полнотой, доходя до стадии садки галититов, а порою и калийных солей (Предкарпатье).

Интересно, что области накопления калийных солей и многих месторождений галититов локализованы непосредственно у северной границы аридной полосы; другие галититовые месторождения располагаются в срединной зоне засушливой области или вблизи нее (Сицилия, Калабрия, Месопотамия, Среднеазиатские глауберит-галититовые формации). Как правило, все эти накопления приурочены к межгорным котловинам и предгорным прогибам площади альпийской складчатости. В этих тектонических структурах обычно удерживались еще реликтовые бассейны с некоторой, достаточно ограниченной, связью с нормальным морем, сами же депрессии прогибались длительно и порою достаточно быстро. Именно эти условия и позволяли галогенезу доходить порою до высоких и даже наивысших стадий развития. Обладали ли впадины, где шло соленакопление, экстрааридным климатом, остается неизвестным; во всяком случае положительных указаний на это нет; скорее можно думать об обратном (Предкарпатье, Эриванская и Нахичеванская впадины).

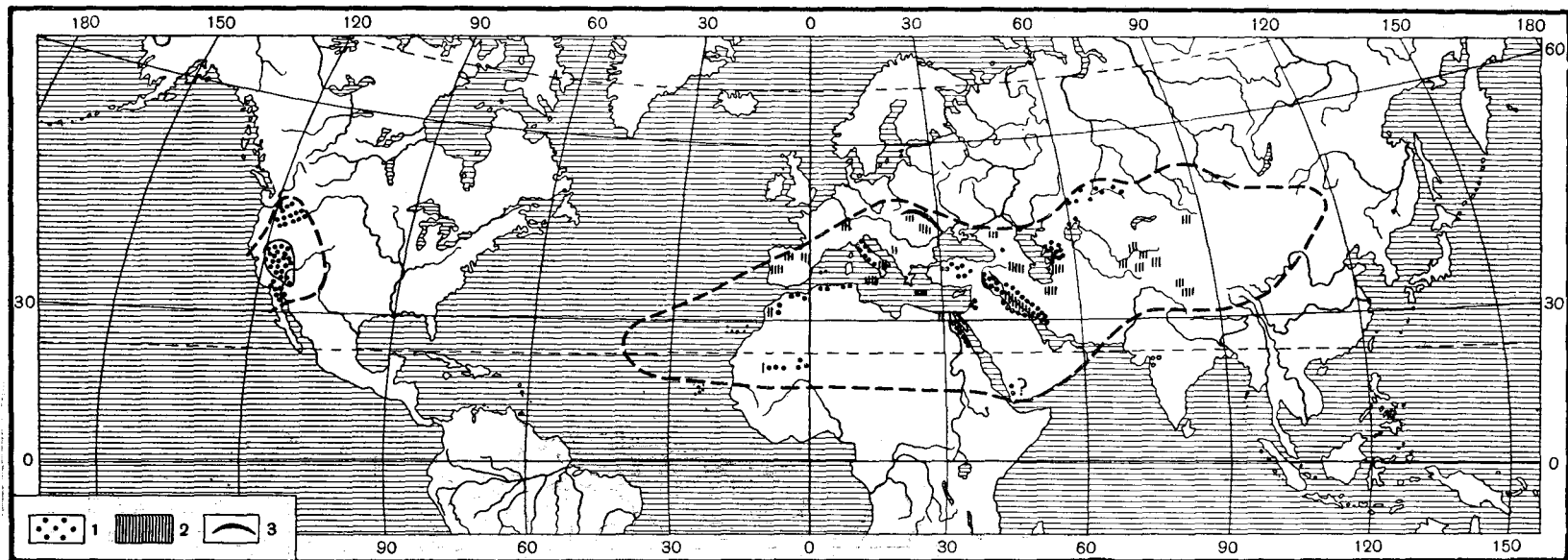
Итак, в результате обзора распределения галогенных формаций внутри аридных областей можно считать установленными следующие факты.

1. Ни гипсы, ни галититы, ни калийные соли не показывают приуроченности к каким-либо определенным постоянно повторяющимся участкам аридных областей, но могут встречаться в любых их частях: краевых, промежуточных, средних.

2. По крайней мере в некоторых случаях, а именно: в D<sub>3</sub> Припятского прогиба, в C<sub>1</sub> Сев. Америки, в P<sub>2</sub> Германии, в палеогене Рейнского грабена устанавливается с достаточной определенностью, что территории с весьма полноразвитым галогенным процессом совсем не отличались экстрааридным климатом, но обладали обычным его (или даже семиаридным) типом, свойственным периферии засушливой области. Стало быть, высокая и очень высокая аридность климатического режима отнюдь не является необходимым условием для полного законченного течения галогенеза.

3. В то же время анализ обстановки галогенеза неизменно приводит к одному и тому же выводу, что для нее характерен определенный тип тектонического режима, обеспечивавший длительное существование затрудненных связей солеродного бассейна с открытым морем, и длительное же и часто достаточно быстрое, хотя и эпизодическое, прогибание дна котловины, позволявшее развиваться весьма быстрому накоплению легкорастворимых солей.

Смысл описанных фактов совершенно ясен. Решающим фактором распределения галогенных формаций внутри областей аридного климата является не размещение разных модификаций этого климата, в частности, вовсе не размещение экстрааридных условий, а тектонический режим и ландшафтные условия разных частей аридных полос. Аридный климат во всех своих разновидностях является необходимой, но отнюдь не достаточной причиной возникновения галогенных отложений; он создает лишь потенциальные возможности галогенеза. Тектонический же режим в одних случаях «разрешает» реализацию этих потенциальных возможностей, в других — «запрещает» ее. Именно поэтому он и становится решающим фактором размещения аридных формаций внутри областей аридного климата. Тектонический режим в этом смысле оказывается более мощным фактором, чем изменения аридного климатического режима от одного участка засушливой области к другому.



Фиг. 235. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон неогена.

1 — гипсы; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли.

Но если это так, то естественно встает вопрос: на каких же из основных структурных единиц земной коры легче всего и чаще всего создавался тектонический режим, благоприятствовавший течению галогенеза?

## 2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ВНУТРИ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Ответ на вопрос дают карты, на которых показано размещение галогенных формаций по основным структурным единицам земной коры для каледонского тектонического этапа в целом, для девона, карбона и перми, для мезозоя в целом и для кайнозоя. Изучение этих карт показывает, что на всех них с удивительным постоянством повторяется, в сущности, одна и та же схема, хорошо выступающая уже в карте каледонского этапа (фиг. 236).

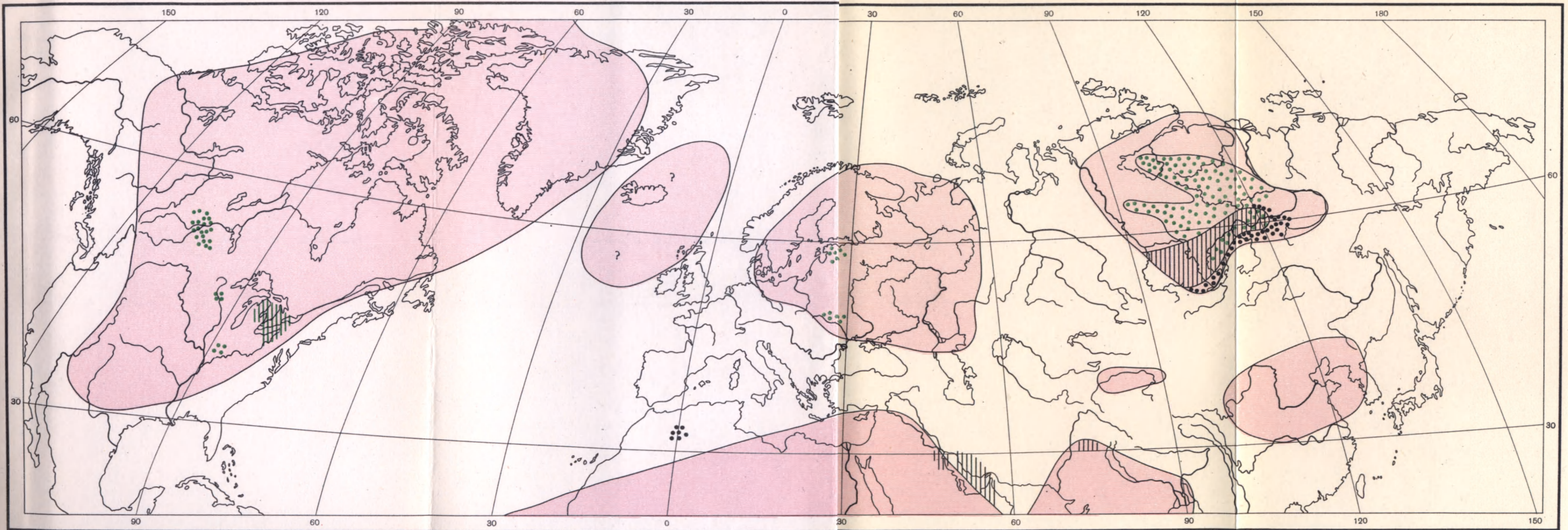
На ней видно, что совершенно подавляющая масса галогенных формаций сосредоточивается на платформах — Северо-Американской, Русской, Сибирской, отчасти на Гондване. В геосинклинальных зонах известны лишь единичные находки в Антиатласских горах Сев. Африки и на восточном побережье Персидского залива. На прочей совершенно подавляющей по размерам части геосинклинальных зон галогенные накопления полностью отсутствуют. Таким образом, галогенные формации на самом раннем, достоверно нам известном этапе их истории обнаруживают необычно ярко выраженное тяготение к стабильным регионам земной коры, избегая подвижных.

Внутри платформенных тел галогенные формации тяготеют к синеклизам и наиболее полно развиты в тех из них, которые отличались в каледонском этапе длительным и временами очень быстрым погружением. Таковы на Северо-Американской платформе Мичиганский бассейн с мощностью галогенов в 100 м и Иркутский амфитеатр на Сибирской платформе, накопивший усольскую соленосную формацию около 1600 м мощностью. Характерно, что синеклизы, наиболее прогибавшиеся в эпоху галогенной седиментации, породили и наиболее полно развитые галогенные формации, включающие не только гипсовоангидритные, но и галититовые породы; последние иногда содержат большую или меньшую примесь калийных минералов, как, например, в нижнем макроритме усольской формации. Слабее прогибавшиеся синеклизы отличаются не только маломощными галогенными формациями, но еще и тем, что они развиты весьма неполно и слагаются только гипсами и доломитами; таковы силурийские формации Виллстонского бассейна (8—10 м), Айовы (30 м), Зап. Вирджинии (260 м); еще слабее проявления гипсонакопления в ордовике и силуре Сибирской платформы; и совсем ничтожны — на Русской платформе. После изложенного в гл. IV относительно значения тектонического режима для полноты развития галогенного процесса все эти соотношения вполне естественны и дополнительных разъяснений не требуют.

Тектоническое размещение девонских галогенных формаций, возникших в условиях более сложной структуры земной коры, повторяет в основных чертах каледонскую схему и вместе открывает некоторые новые важные черты. Из карты (фиг. 237) явствует, что девонский галогенез целиком сосредоточивался, с одной стороны, на площади докембрийских платформ — Северо-Американской, Русской, Сибирской, с другой — на территории интенсивной каледонской складчатости, превратившей некоторые участки каледонских геосинклиналей в консолидированные массивы платформенного типа; такими были каледониды Европы, Центрально-Казахстанский, Кокчетав-Улутавский массив с его продолжением в хр. Каратау и далее на юго-восток; каледонские цепи Саян и Кузнецкого Алатау, каледониды Таймыра и Сев. Земли; к этой же группе консолидированных тектонических структур относится, вероятно, и Средне-



ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАЛЕДОНСКОМ ЭТАПЕ

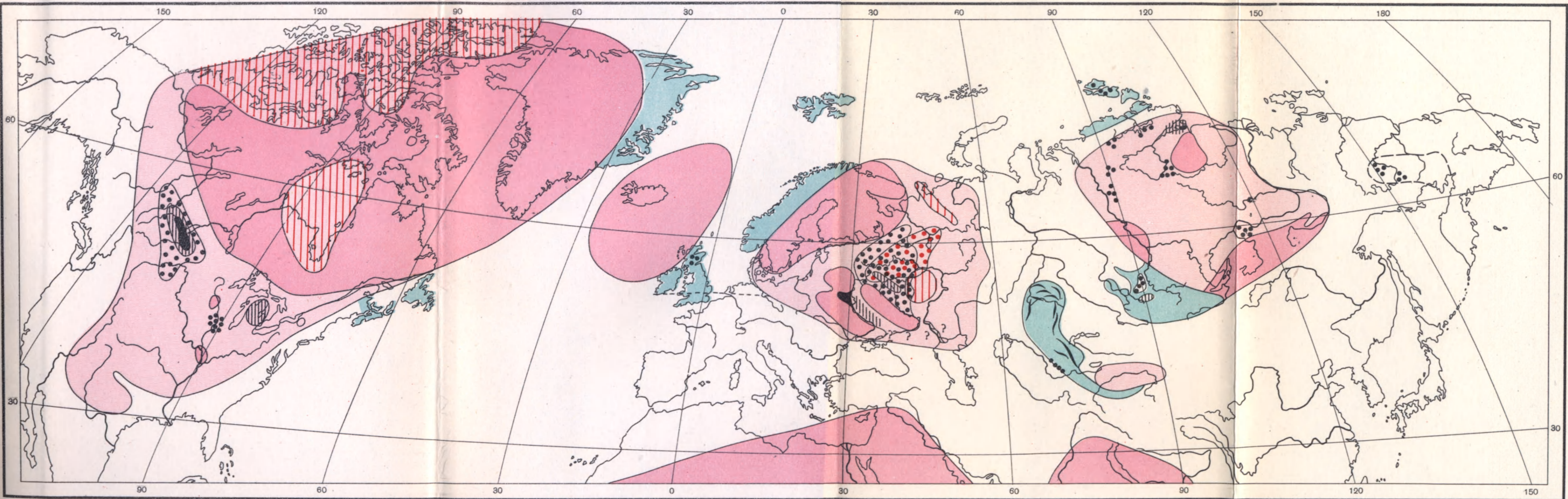


- |  |   |                  |
|--|---|------------------|
| <p><b>Сm</b></p> <p>Гипсы</p> <p>Соленосные отложения без калийных солей</p> | <p><b>S+O</b></p> <p>Гипсы (или красноцветные отложения с гипсами)</p> <p>Соленосные отложения без калийных солей</p> | <p>Платформы</p> |
|--|---|------------------|

Фиг. 236



ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДЕВОНЕ



П Л А Т Ф О Р М Ы

- Высокие выступы
- Низкие выступы
- Впадины
- Области каледонской складчатости
- 

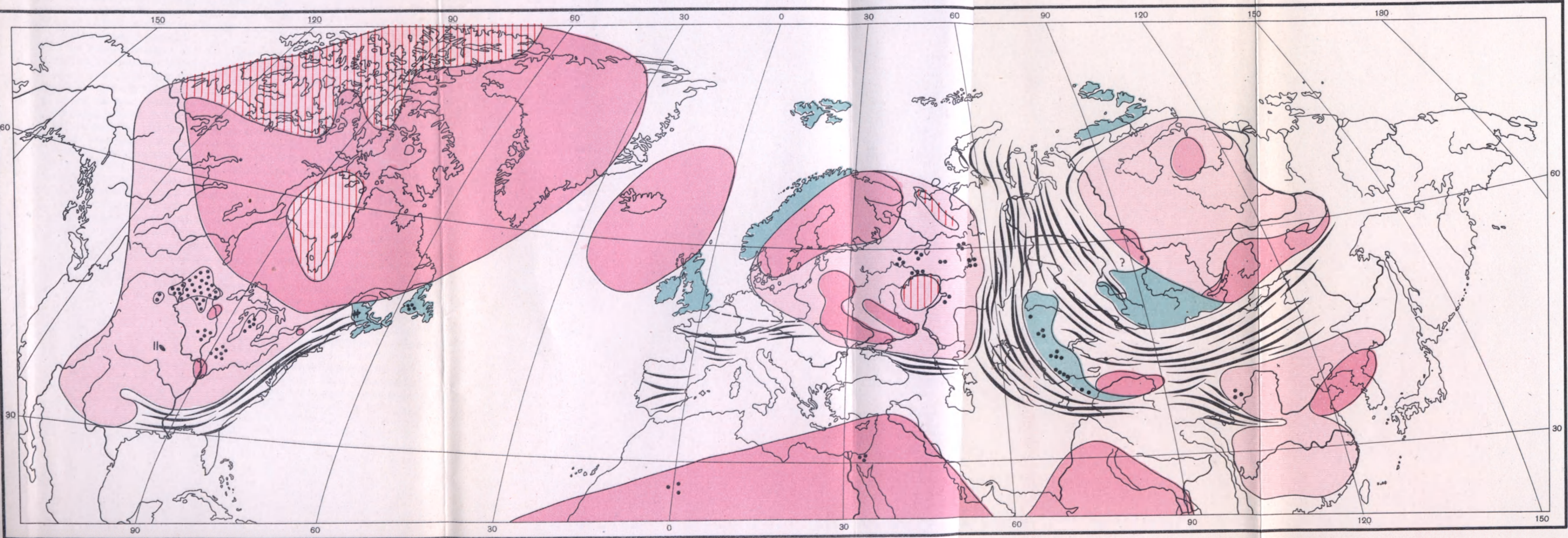
О Т Л О Ж Е Н И Я

- Гипсы
- Калийные соли
- Галиты
- Данково-лебяжские гипсы









Фиг. 237



ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАРБОНЕ



ПЛАТФОРМЫ

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  Выступы высокие |  Впадины                          |  Горные цепи |  Гипсы  |
|  Выступы низкие  |  Области каледонской складчатости |  NaCl        |  К-соли |

Фиг. 238



колымский массив северо-востока Азии, на котором имеются отдельные накопления гипсов. Развитие галогенных отложений в областях каледонид разного типа, то располагающихся внутри еще активно живущей геосинклинальной области, то причлененных к платформам, и является новой чертой в размещении девонских галогенных формаций. Интенсивно смятые участки геосинклиналей, превращенные в устойчивые консолидированные массивы, становятся принципиально такой же (или почти такой же) тектонической базой для развития галогенеза, что и древние докембрийские платформы.

Все же количественно эти последние дали начало несравненно большим массам галогенных пород, чем только что возникшие послекаледонские платформенные массивы, в чем легко убедиться из рассмотрения карты. К тому же и полнота развития галогенеза на докембрийских платформах несравненно больше, чем на эпикаледонских массивах. В самом деле, на платформах возникли шесть крупных месторождений галитов, два из которых (Виллистонское и Припятское) сопровождалось накоплением колоссальных количеств калиевых солей; на каледонских же массивах, как правило, возникали лишь гипсо-ангидритные формации, и лишь в Тувинской котловине в эйфельское время отложилась соленосная толща, вплотную подошедшая к стадии калийной седиментации, но так и не перешедшая в нее (галититы Туз-гага).

В пределах докембрийских и эпикаледонских платформ галогенные формации сосредоточены в синеклизах; при этом чем интенсивнее были их прогибания, тем более мощно и более полно развивался в них галогенный процесс. Так, калиеносная формация Прери в Виллистонском бассейне имеет мощность около 200 м; галититовая в Мичиганском бассейне — 400 м; калиеносная верхнедевонская в Припятском прогибе 650 м; галититы в Туве 370 м. Но гипсоносная формация штата Айова имеет всего около 20 м мощности, на юго-востоке штата Монтаны — те же 20 м; гипсово-карбонатный морсовский комплекс Московской синеклизы 25—50 м; данково-лебебянский там же — максимум 250 м, гипсоносные отложения в Средней Азии, в Минусинской котловине, на Сибирской платформе имеют мощности в десятки и первые сотни метров.

Отметим еще одну интересную черту в развитии девонского галогенеза: его повторяемость в одной и той же структуре. Так, в Виллистонской синеклизе галогенные толщи отлагались еще в силуре и дважды повторились в девоне (среднем и верхнем); в Мичиганской синеклизе галогенез имел место в конце  $S_2$  и в среднем девоне; в Московской синеклизе в эйфельское (или раннеживетское) время и в данково-лебебянское, причем размеры и географическая локализация пород обоих галогенных горизонтов близко сходны (см. карты); в Днепровско-Донецкой впадине накопление галогенных отложений имело место в живетское, франское и в фаменское времена. Это обстоятельство превращало отдельные, особенно крупные синеклизы в своеобразные «узлы галогенеза» внутри огромной аридной зоны; за пределами «узлов» галогенез либо не развивался вообще, либо происходил в очень слабой степени.

Тектоническое размещение карбонатовых галогенных отложений (фиг. 238) принципиально то же, что девонских: все они локализируются на древних докембрийских платформах и в областях каледонской складчатости; в геосинклинальных зонах галогенез полностью отсутствует. Внутри древних и эпикаледонских платформ карбонатные галогенные отложения в большинстве случаев локализируются в тех же синеклизах, что и галогены девонские, так что карбонатные «узлы галогенеза» в значительной степени повторяют «узлы» девонские; отклонения второстепенны. В то же время полнота развития галогенного процесса в карбоне значительно меньше, чем в девоне; в подавляющем большинстве случаев он останавливался на стадии накопления сульфатов и лишь в единичных

случаях, притом почти исключительно в Сев. Америке, осаждались галититы; солей калийных, столь развитых в девоне, не возникало совсем. Соответственно мощности карбоновых галогенных формаций небольшие или вовсе малые; максимальные по-прежнему в галититовых отложениях. Так, нижнекарбоновые формации в США имеют, по Крумбейну (1951), следующие мощности: ангидритная в Виллистонском бассейне 300 м (?), в юго-восточной Монтане 30 м, в Айове 10 м, в Иллинойсе 70 м; галититовая формация в Мичиганском бассейне 120 м, в Зап. Вирджинии — 330 м. Пенсильванские галититы в бассейне Парадокс имеют мощность 1330 м, гипсы и ангидриты в Колорадо — 170 м, в штате Миннесота — 17 м; в Мичиганском бассейне — 17 м. На Русской платформе гипсовые накопления  $\text{Ca}_2\text{+3}$  имеют мощности от нескольких метров до первых десятков их; то же на Центрально-Казахстанском каледонском массиве, причем мощности здесь тяготеют больше к нижнему пределу.

Три особенности отличают галогенез пермского периода (фиг. 239) от карбонового: *необычайная интенсивность процесса*, породившего массы галогенных пород, далеко оставившие за собою количества их, возникшие в любой другой период геологической истории; *исключительно большая полнота осаждения солей*, в результате чего сформировались колоссальные накопления не только гипсов и галититов, но и калийных солей с горизонтами эвтонических осадков — бишофита и боратов; *пространственная компактность галогенного процесса*, благодаря чему он сосредоточился по существу всего в трех регионах: на юге США, в Зап. Европе (Германия) и на востоке Европейской части СССР; за пределами этих территорий накопление галогенных отложений происходило в совершенно ничтожной степени (Джезказган, Южн. Америка, Австралия). Такая пространственная компактность соленакопления привела к тому, что в пермский период «узлы галогенеза» выражены наиболее отчетливо сравнительно с другими периодами истории Земли. Тектоническая природа участков соленакопления в каждом из трех «узлов» неодинакова. В Сев. Америке соленакопляющие депрессии расположились частью на платформе, частью же на площади только что возникшей в карбоне складчатой структуры. В Зап. Европе соленакопляющая Северо-Германская впадина возникла за счет прогибания смежных участков каледонид, герцинид и прилежащего края Русской платформы. В Европейской части СССР пермское соленакопление сосредоточилось на крайнем юго-восточном углу платформы, в Прикаспийской впадине, отличавшейся, как известно, наибольшей мобильностью, и в Предуральском прогибе, также в те времена прогибавшемся интенсивно.

В связи с интенсивностью и полнотой пермского галогенного процесса мощности возникших галогенных формаций отличаются значительной, большой и очень большой величиной, причем опять-таки галититовые и калиеносные формации, как правило, значительно превосходят по мощностям формации гипсовые. Так, мощности галогенного цехштейна в Германии колеблются от 800 до 1000 м. Кунгурские соленосные отложения Прикаспийской впадины имеют мощность  $> 2000$  м; в Предуральском прогибе на юге (Ишимбаево) около 1400 м; в Верхнекамском калийном месторождении 750—1000 м; в Печорском 600—700 м; на площадях же развития гипсово-ангидритовых отложений мощности кунгура колеблются от 100 до 150 м. В Сев. Америке соленосные отложения области Великих Каньонов имеют мощность 300 м; на юго-востоке штата Нов. Мексика — около 700 м; столько же в Центральных частях того же штата; в штате Оклахома — 500 м; в западной части Центрального Канзаса — 270 м; на побережье Мексиканского залива — около 500 м. Гипсоносные отложения Блэк Хилла достигают всего 33 м; гипсового бассейна Колорадо — 170 м; в Нов. Мексике — 33 м.; в Центральном Тексасе — 500—700 м; в Оклахоме — 330 м; в Айове — 17 м.

В мезозое, как видно на карте (фиг. 240), галогенный процесс пространственно рассредоточился: вместо трех крупных и четко очерченных «узлов галогенеза» возникло минимум шесть: в Сев. Америке, где «узел» выражен, пожалуй, наиболее ярко, в Южн. Америке, в Зап. Европе, Сев. Африке, по периферии Красного моря, наконец, в полосе, протянувшейся от Кавказа в Китай. *Тектонически подавляющее большинство галогенных формаций локализовано на платформах и в зонах герцинской складчатости, занимая место в синеклизах. Но имеется и некоторое число случаев образования гипсов и солей в геосинклинальных зонах: на севере и в срединной части Андийской геосинклинали, на западе и востоке Средиземноморской геосинклинали зоны. Имеющиеся в литературе данные о мощностях галогенных формаций в целом укладываются в схему, уже неоднократно изложенную выше: галитовые и калийные формации обычно мощнее гипсоносных, хотя встречаются порою и исключения.*

В кайнозое (фиг. 241) галогенные отложения обильнее сравнительно с мезозоем и располагаются компактнее, образуя четыре хорошо выраженных «узла галогенеза» в Сев. Америке, в Южн. Америке, в срединной части Африки и в длинной полосе, протянувшейся вдоль средиземноморской геосинклинали зоны с прилежащими участками докембрийских и эпипалеозойских платформ. Обращает на себя внимание также значительная полнота галогенного процесса, приводившая к образованию многочисленных галитовых и даже калиеносных формаций. Тектонически эти формации лишь частично и в меньшей доле располагаются на докембрийских и эпигерцинских платформах, преимущественно же в областях альпийской складчатости, локализуясь здесь в межгорных впадинах и предгорных прогибах. Таковы месторождения гипсов среди Кордильер Сев. Америки и Анд Южн. Америки, в Сев. Африке, Сицилии, по обе стороны Аппенин, в Калабрии, Предкарпатском прогибе и в Закарпатье в Эреванской и Нахичеванской впадинах, Месопотамском предгорном прогибе и др. *Эта заметная сдвинутость галогенного процесса с древних и эпигерцинских платформ в область альпийского складкообразования составляет характерную особенность кайнозоя сравнительно с более древними периодами. Однако ничего принципиально нового по существу здесь нет. Формирование галогенных отложений в межгорных впадинах и предгорных котловинах, возникавших в процессе складкообразования, имело место и раньше; таковы, например, пермские соли в Джекказганской котловине и в Предуральском прогибе, девонские в Тувинской котловине. В кайнозое, следовательно, продолжалась та же нить развития, но только количественно само явление резко усилилось сравнительно с более древними геологическими периодами. Причина усиления кроется, вероятно, в ином расположении аридной зоны относительно деформирующейся геосинклинали области. В палеозое и мезозое дислоцирующиеся области лежали почти исключительно в пределах гумидных поясов; на аридные приходилась лишь ограниченная часть возникавших складчатых систем. В кайнозое же почти вся территория Тетиса располагалась в засушливом поясе; крупная часть Кордильер Андийской геосинклинали также была аридной. Это именно и обусловило гораздо более широкое развитие галогенных отложений в альпийских межгорных впадинах и предгорных прогибах сравнительно с тем, что имело место в предыдущей истории Земли.*

Итак, можно считать установленным, что *галогенные формации возникали, практически лишь на стабильных участках земной коры — платформах и в областях палеозойской складчатости. Несравненно реже они формировались в геосинклинальных зонах в эпохи их замыкания и складкообразования и лишь в единичных случаях — в геосинклиналях на стадии нормального геосинклинального режима.*

Естественно спросить: что же обусловило столь четко выраженную своеобразную локализацию галогенных накоплений? Мне думается, ландшафтно-тектонические условия в геосинклинальных зонах и на платформах. Геосинклинальные зоны были областями резко выраженного господства морских условий. Это были островные моря с гористыми небольших размеров островами, разделенными обширными и часто глубокими котловинами. В таком ландшафте единственными типами галогенных формаций были лагунная и заливная, причем расчлененный рельеф и небольшие размеры островов предопределяли редкость и миниатюрные размеры возникавших формаций. Нужно иметь в виду к тому же, что подвижность отдельных структурных элементов геосинклинальных зон, в частности позитивных, являвшихся базой для островов, приводила к частым размывам только что сформированных прибрежных отложений, в том числе и галогенных лагунных и заливных формаций. То, что дошло до нас, является, несомненно, лишь небольшой частью некогда возникших галогенных отложений. Все, вместе взятое, и обусловило столь редкую встречаемость геосинклинальных галогенных формаций. Ландшафтная обстановка на стадии замыкания геосинклинальных зон с обилием в них межгорных котловин и предгорных прогибов была, несомненно, гораздо более благоприятна для галогенеза, особенно если учесть, что седиментационный процесс совершался в это время на фоне общей регрессии. Это создавало в котловинах реликтовые бассейны с затрудненной связью с открытым морем и с длительно и быстро прогибавшимся дном, т. е. те самые условия, которые необходимы для успешного течения галогенеза и полного его развития. Благоприятнее были и условия для дальнейшего сохранения галогенных отложений, поскольку последние были обычно гораздо крупнее по размерам, чем геосинклинальные, и занимали центральные части котловин, а не их периферию. Вот почему галогенные формации стадии замыкания геосинклиналей распространены гораздо больше формаций стадии нормального геосинклинального режима. Отрицательным моментом при образовании галогенных формаций межгорных впадин и передовых прогибов являлось то, что они возникали на фоне интенсивных восходящих движений окружающих территорий. Это обстоятельство приводило к усиленному вносу в котловины обломочного материала и сильной загрязненности им галогенных отложений, как это можно видеть, например, в неогеновой формации Предкарпатского прогиба и Закарпатья, в Ереванской и Нахичеванской котловинах, в Джебказгане, в Туве и других местах.

Совершенно иная ландшафтно-тектоническая обстановка характеризовала древние докембрийские и эпипалеозойские платформенные области, когда они лежали в аридных поясах. Для платформ типичны более или менее крупные синеклизы с разделяющими их антеклизмами, усложненные более мелкими поднятиями — валами. При трансгрессии моря в таких синеклизах легко возникали крупные заливы с затрудненным сообщением с открытым морем (Мичиганский бассейн, море  $D_2^2$  в Московской синеклизе и др.); когда длинная ось синеклизы была параллельна береговой линии, создавалась обширная краевая часть моря, отделенная от основной его части подводными и надводными поднятиями (Иркутский амфитеатр в  $St_1$  и др.); когда длинная ось синеклизы была перпендикулярна береговой линии, формировался длинный, иногда прихотливых очертаний, внутриконтинентальный бассейн типа  $D_2 - D_3$  Днепровско-Донецкой синеклизы, кунгурского моря Русской платформы и др. Однажды возникнув при трансгрессии, такие водоемы часто удерживались длительно и при стабильном стоянии моря; особенно же легко они формировались при регрессиях. При наличии затрудненных связей с открытым морем (океаном) во всех таких случаях возникал сильно соленый водоем, в котором и шла галогенная седиментация. Огромные размеры

синеклиз и отвечавших им солеродных водоемов естественно создавали огромные по площади галогенные формации с колоссальными массами накопленных в них солей. Равнинность же рельефа, окружающих континентальных пространств при сухом климате обуславливала очень слабую подачу в солеродные водоемы обломочных частиц и отсюда чистоту галогенных пород. Легко понять, что и условия сохранения галогенных формаций в последующем ходе геологической истории у платформенных их типов несравненно лучше, чем у геосинклинальных, ибо размыть до конца огромное формационное тело куда труднее, чем маленькое.

Все, вместе взятое, естественно и привело к тому, что именно платформенные структуры стали главными и даже почти единственными накопителями галогенных отложений.

### 3. О МЕХАНИЗМЕ, КОНТРОЛИРОВАВШЕМ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Мы можем теперь на основании вышеизложенного конкретно представить себе механизм, контролировавший размещение галогенных формаций на поверхности Земли. Суть его в следующем.

Области аридного климата, лентообразно или крупными ареалами пролежавшие на поверхности Земли, намечали площади, внутри которых потенциально было возможно галогенное породообразование. Но эти потенциальные возможности реализовались только на таких участках внутри аридных зон, на которых одновременно существовали необходимые ландшафтно-тектонические условия. Они заключались в том, чтобы на прогибавшейся площади возник морской бассейн, имевший ограниченную связь с открытым морем, и чтобы дно бассейна длительно, но неравномерно прогибалось, достигая эпизодически больших скоростей опускания; эти последние моменты фиксируются толщами галититов и калийных солей. Такого рода условия чаще всего и в громадном площадном развитии возникали на стабильных платформенных массивах, в синеклизах которых и накопилась совершенно подавляющая масса галогенных отложений. Несравненно реже и в гораздо меньшем площадном выражении они порождались в геосинклинальных зонах в стадию их замыкания и совсем редко в геосинклинальных зонах в стадию нормального режима.

Так как платформы обычно далеко отстояли одна от другой, то галогенные формации внутри единой полосы аридного климата естественно образовывали сгущения или «узлы галогенеза» с пустыми промежутками между ними. В целом же получается, что в каждую отдельную геологическую эпоху полосы и области аридного климата намечали «пояса галогенеза», тектонический же фактор создавал «узлы галогенеза». Механизм этот полностью отвечает тому, который, как было показано во II томе, контролировал размещение рудных накоплений компонентов в рудных поясах.

### 4. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД И ФОРМАЦИЙ

Знание отдельных сторон галогенеза, позволяет рассмотреть общее его развитие в истории Земли. Для этого остановимся вначале на распределении галогенных пород и формаций в общей стратиграфической колонке.

Необходимые для этого материалы собраны на фиг. 242. Изучение их позволяет установить следующие кардинальные факты.

I. *Позднее появление галогенных пород в стратиграфическом разрезе земной коры.* Древнейшие соляные породы известны в Соляном хребте Пенджаба (в Пакистане) и залегают в основании разреза нижнего кем-



Швеции, в Южн. Америке. Допускалось при этом, что и в прожилках и в подземных водах перераспределились солевые компоненты древних галогенных формаций, ныне практически исчезнувших. Но, как справедливо указал Ф. Лотце (1957), такое толкование отнюдь не является однозначным. Соли могли иметь и вторичное происхождение, как ювенильное, так и вадозное, т.е. быть занесены вглубь и потом отложены поверхностными водами. Все это заставляет признать, что достоверных следов наличия галогенных отложений в докембрийском разрезе земной коры не имеется. Иначе говоря, мы достоверно знаем галогенный процесс лишь за последние  $500 \times 10^6$  лет истории Земли и не улавливаем его за предшествующие  $4500 \times 10^6$  лет; представить себе его формы в течение указанного огромного промежутка времени можно лишь гипотетически; некоторые идеи по этому поводу будут изложены ниже.

2. С кембрия и доныне галогенный процесс протекал по существу непрерывно, ибо галогенные отложения известны из всех периодов палеозоя, мезозоя, кайнозоя и даже почти из всех их эпох; но интенсивность галогенеза явно не оставалась постоянной, но то увеличивалась, то убывала.

Существовали эпохи, в течение которых галогенные породы почти не возникали или возникали очень мало и иногда едва уловимы; таковы — ордовик, карбон, нижняя юра, нижний мел. Но были и эпохи необычайно сильного проявления галогенеза, накопившие грандиозные количества солей разного типа. Одна из них — *нижнекембрийская*, ознаменовавшаяся возникновением колоссальной усольской свиты на Сибирской платформе, галититов Соляного кряжа в Пакистане и солей на побережье Персидского залива. Другая — *средневерхнедевонская* эпоха, когда сформировались мичиганские галититы, Виллистонское калиевое месторождение в Сев. Америке, каменная соль и калийные соли Припятского прогиба, галититы Днепровско-Донецкой впадины, две огромные гипсово-ангидритные толщи в Московской синеклизе (в живетской — также и галититы), наконец, галититы Хатанской впадины и гипсы Сибирской платформы. Третья галогенная эпоха обнимает *конец нижней перми — начало верхней*; в это время возникают грандиозные накопления галититов и калийных солей на юге Северо-Американской платформы (Делаварский бассейн и др.), в Западно-Германской впадине, на востоке Русской платформы и в некоторых других местах. В мезозое и кайнозое уже не повторялось эпох столь грандиозного соленакопления, но все же имеются ясные признаки то усиления, то ослабления галогенеза; в частности, более интенсивное солеобразование происходило в триасе, особенно в нижнем, в верхнеюрскую эпоху, особенно в титонское время, в верхнемеловую эпоху и в неогене. Таким образом, *галогенезу, как и осадочному рудообразованию в гумидных поясах, в прошлом были свойственны ясно выраженные периодические колебания интенсивности, что вызывало смену резко галогенных эпох временами ослабленного проявления галогенеза.*

3. Галогенному процессу в резко галогенные эпохи были свойственны некоторые характерные черты, которые необходимо иметь в виду для правильного понимания этих эпох.

а. Усиленное соленакопление в разные эпохи достигалось неодинаковым путем. Так, в мезозое и в кайнозое интенсификация галогенеза происходила *путем увеличения числа мест, где формировались гипсы и соли*, сами же месторождения были ограничены по площадям и массам и в этом отношении более или менее эквивалентны одни другим. Совсем иначе интенсифицировался галогенный процесс в палеозое. Грандиозные скопления солей в каждой из резко галогенных эпох возникали путем формирования весьма немногих — одного — двух — трех, колоссальных месторождений; перечень их дан был выше, при выделении эпох. Первый путь возникновения галогенных эпох может быть назван *интеграционным* (суммационным), второй — *пульсационным*. Усиление

рудообразования в пределах гумидных зон происходило, по существу, теми же путями.

б. Некоторыми исследователями, особенно Ф. Лотце, усиленно подчеркивается строгая одновременность накопления солей в галогенные эпохи на разных удаленных друг от друга участках земной коры, в разных «галогенных узлах». Проверка этого утверждения М. П. Фивегом (1960) на трех эпохах показала, однако, что оно неточно. *Строгой одновременности нет, есть только значительная сближенность во времени соленакопления в ряде районов.* Но несмотря на сближенность, все же времена возникновения одних месторождений лишь частично перекрываются временами других, иногда одни следуют во времени за другими. Такой характер соотношений прекрасно виден на сопоставительных диаграммах М. П. Фивега, воспроизведенных на фиг. 243—245. При большой абсолютной скорости формирования галогенных отложений такие хронологические соотношения соляных месторождений одной и той же солеродной эпохи не только вполне естественны, но, пожалуй, и единственно возможны.

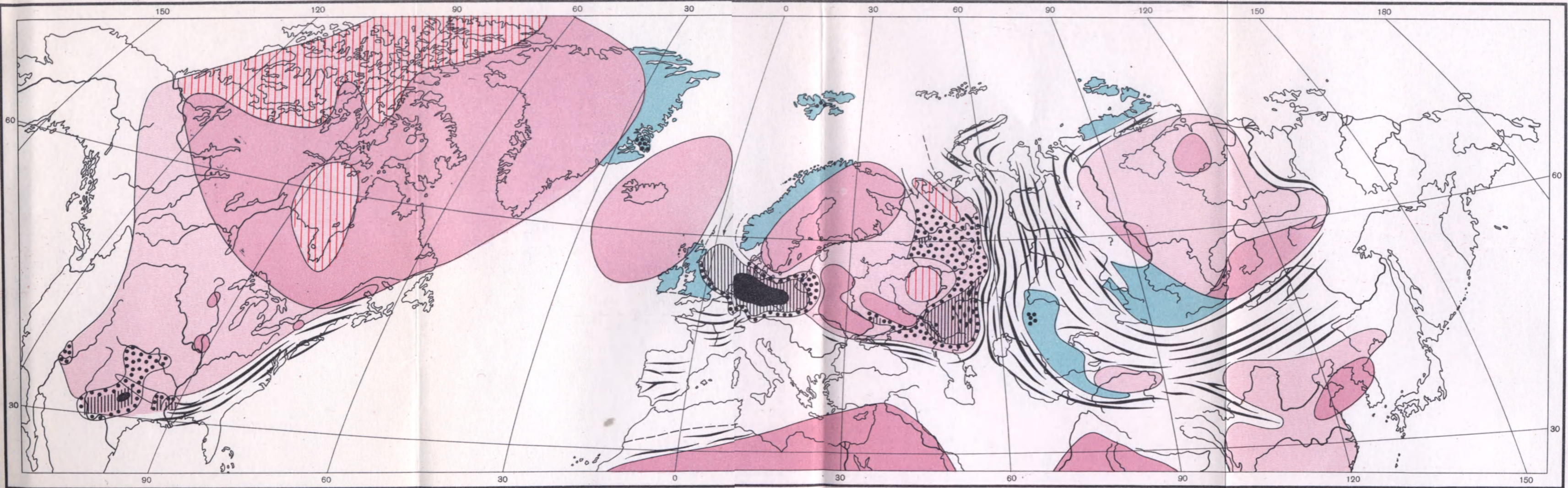
в. Как видно из фиг. 242, эпохи усиленного галогенеза в подавляющем большинстве случаев отличались и большей полнотой галогенного процесса. Именно в них не только накопились огромные массы галититов, но возникали и калийные месторождения. Исключением является лишь палеоген, когда на фоне ослабленного общего галогенеза в котловине Эбро все же сформировалось калийное месторождение. Весьма ослаблена была кроме того садка калийных солей в нижнекембрийскую эпоху в Сибири, хотя в отдельных скважинах (например Жегаловской) в усольской толще и отбиты каротажем калиеносные горизонты.

4. Среди широких кругов геологов и литологов, а также и галургов, популярностью пользуется идея, согласно которой галогенные эпохи и морской галогенез вообще характеризуют такие моменты геологической истории, которые отличаются широко развитыми регрессиями моря. Эта точка зрения отражена в диаграмме, построенной Ф. Лотце (1957, стр. 189—190). «Сопоставление изображенного на фиг. 246 канона соленакопления с каноном эпейрогенных и орогенных событий,— пишет он,— позволяет отчетливо установить их взаимосвязи. Так, максимумы на солевой кривой совпадают, как правило, с ясно выраженными регрессивно-эпейрогенными эпохами, т. е. солеобразование усиливается одновременно с крупными горообразовательными движениями либо непосредственно после них. Соответствующие примеры дают соляные накопления конца готландия, конца верхнего карбона и перми, верхнего триаса, верхней юры, третичного времени». К ним можно присоединить также соленакопление начала кембрия и с некоторой натяжкой среднего-верхнего девона. Все же нужно подчеркнуть, что это правило имеет только общий статистический характер. Как было показано при характеристике ландшафтных (фациальных) типов галогенных формаций, они возникали не только на фоне регрессии, но и на фоне трансгрессии, а также и при стабильном — в смысле размеров площади — стоянии бассейнов, если только в этих случаях благодаря вертикальным движениям коры в области соединения бассейна с открытым морем возникал затрудненный водообмен. Таким образом, если в общей форме галогенные эпохи действительно тяготеют к моментам горообразования и регрессий, то реальная картина формирования частных конкретных галогенных формаций оказывается значительно более сложной и противоречивой.

5. Несмотря на значительную абсолютную длительность геологического времени, протекшего с конца протерозоя доныне, равную  $\sim 500 \times 10^6$  лет, в минералогическом составе соляных пород не отмечается никаких признаков необратимой эволюции. Это обстоятельство наглядно видно из табл. 55, составленной М. Г. Валяшко (1956<sub>2</sub>) для калийных по-



ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПЕРМИ

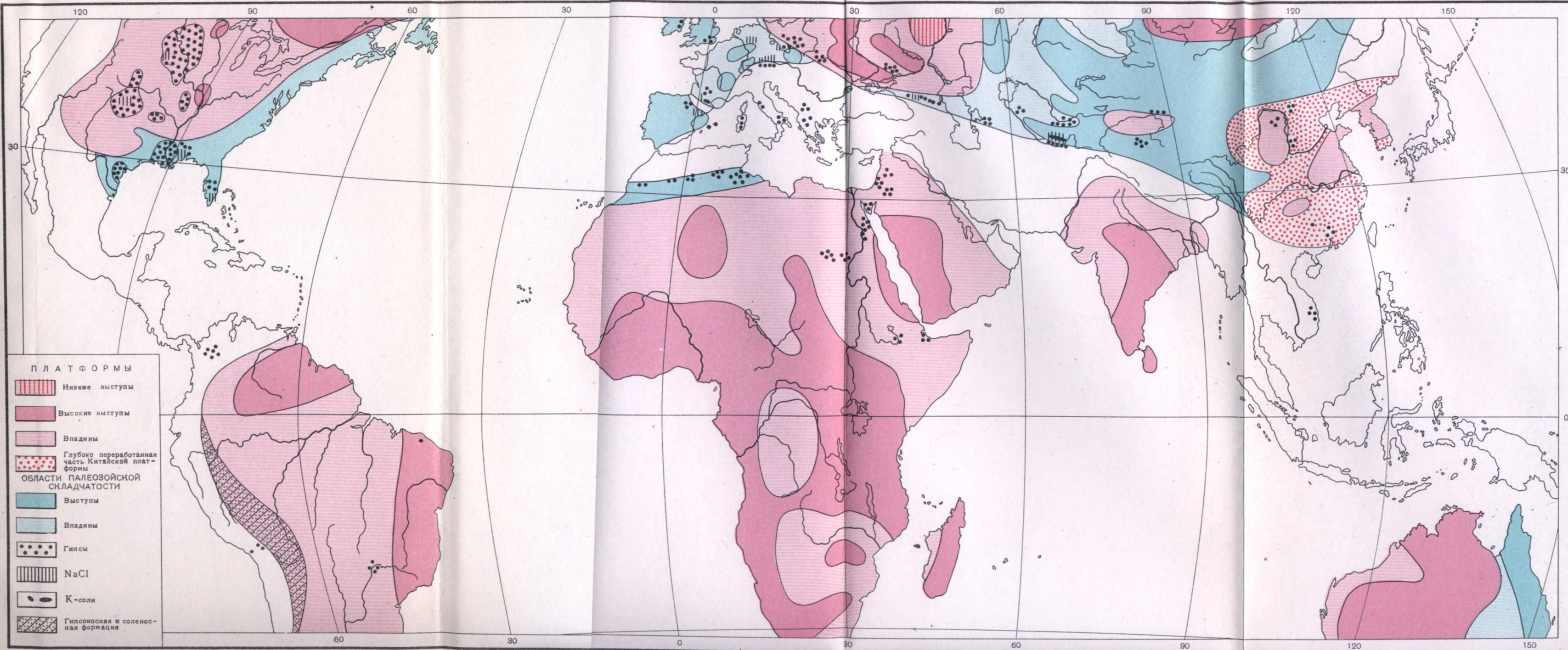


- П Л А Т Ф О Р М ы
- Высокие выступы
  - Площади каледонской складчатости
  - Гипсы
  - Низкие выступы
  - Горные цепи
  - NaCl
  - Впадины
  - К-соли

Фиг. 239

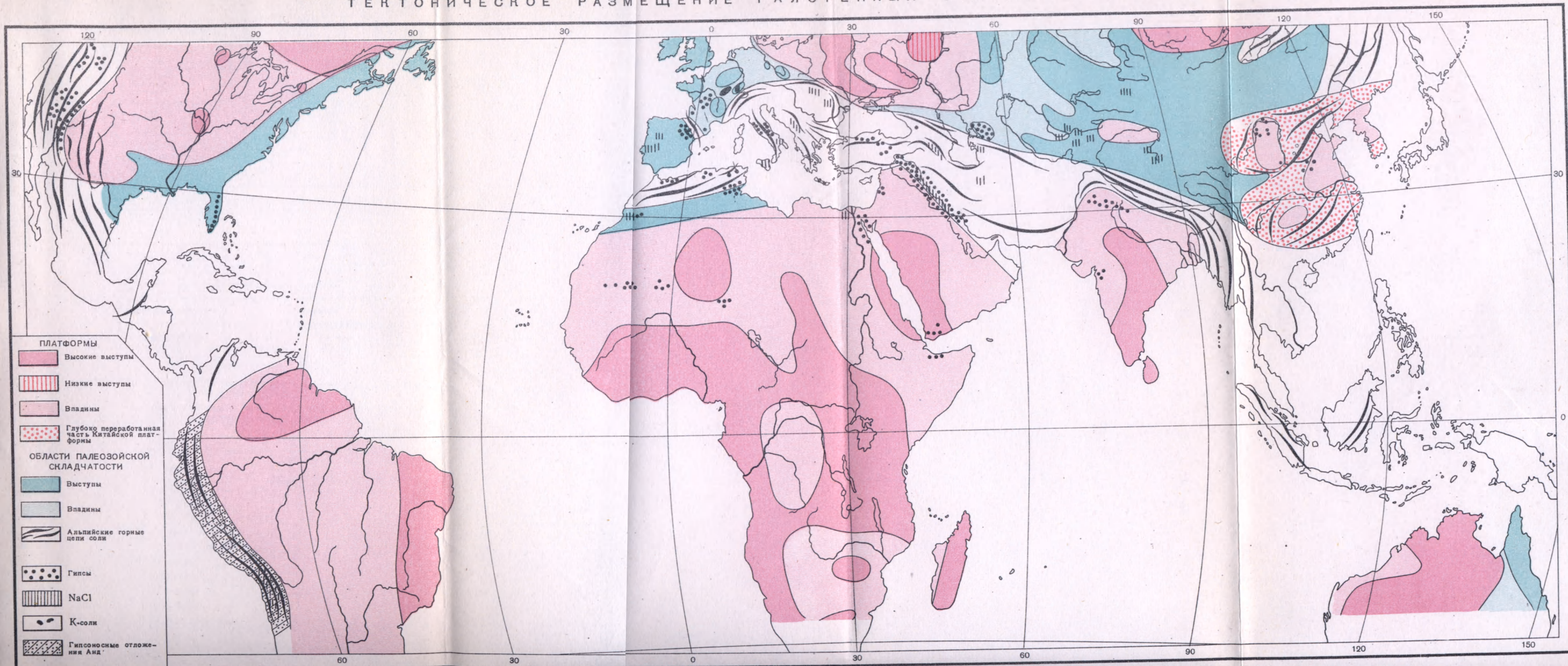


# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В МЕЗОЗОЕ

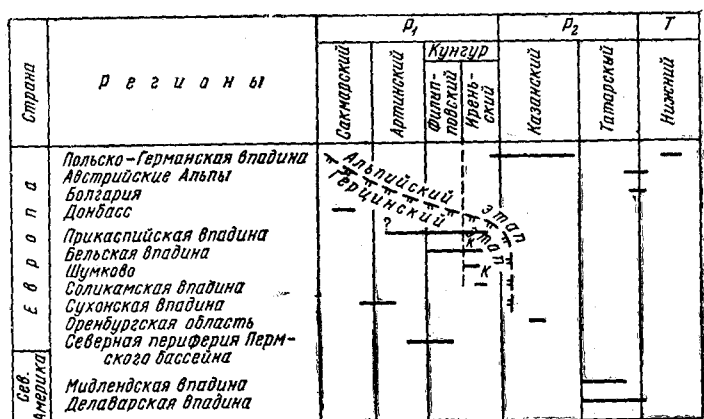




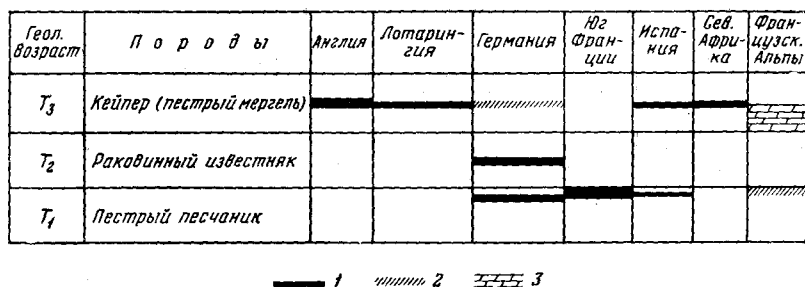
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАЙНОЗОЕ





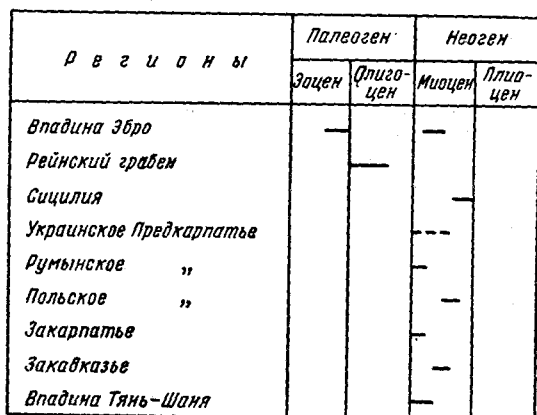


Фиг. 243. Время формирования соленосных толщ пермского периода Европы и Сев. Америки (по М. П. Фивегу).



Фиг. 244. Положение галогенной серии в разрезе германского триаса (по М. П. Фивегу).

1 — эвалориты с каменной солью; 2 — преимущественно ангидриты; 3 — преимущественно доломиты.



Фиг. 245. Время формирования соленосных толщ третичного соленакпления (по М. П. Фивегу).

## Калийные минералы в соляных месторождениях различного геологического возраста формаций

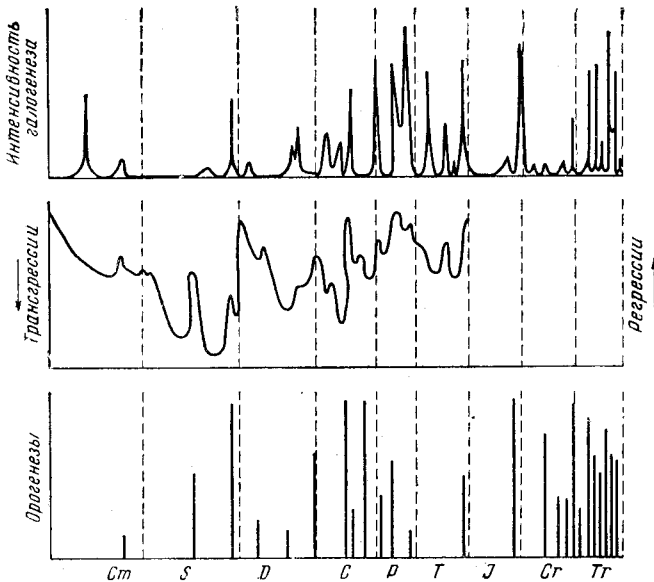
(по М. Г. Валяшко)

| Геологический период | Калиевые и магниевые минералы   | Месторождение   |
|----------------------|---|---|
| Четвертичный         | (Каинит, карналлит)<br>(Карналлит, каинит)<br>(Карналлит)<br>(Сильвин, карналлит)<br><i>Карналлит, сильвин</i>  | Соляные озера Приаралья<br>Кара-Богаз-Гол<br>Оз. Индер<br>Отложения источников в Абиссинии<br>Соляные озера Невады, США;<br>Цайдамская впадина, Китай |
| Третичный            | (Каинит)<br>(Полигалит, сильвин)<br>(Карналлит)<br>Сильвин, лангбейнит, каинит, кизерит, полигалит, карналлит<br>(Каинит)<br><i>Сильвин, карналлит</i>  | Узун-су, Туркмения<br>Иранский Азербайджан<br>Галасибетта, Сицилия<br><br>Восточное Предкарпатье<br>Эльзас, Франция<br>Эбро, Испания                  |
| Меловой              | ?   | ?   |
| Юрский               | Сильвин, карналлит  | Таджикистан   |
| Триасовый            | Полигалит, (лангбейнит)<br>(Сильвин)<br>Полигалит<br><br><i>Сильвин, карналлит</i><br>Карналлит, сильвин (?)  | Зальцбург, Тироль<br>Лотарингия<br>Аквитанская впадина, Франция<br>} Сев. Испания   |
| Пермский             | <i>Сильвин, карналлит</i><br>Полигалит, сильвин<br><i>Сильвин, кизерит, карналлит</i><br><i>Полигалит, (каинит, бишофит), бораты</i><br><i>Сильвин, кизерит, карналлит, (каинит), лангбейнит, (бишофит), бораты</i><br>Сильвин, карналлит<br><i>Сильвин, карналлит, полигалит, лангбейнит</i> | Верхнекамское<br>Башкирия<br>Каспийская низменность<br>?<br><br>} Цехштейновые соли Германии<br>Иоркшайр, Англия<br>} Делаварский бассейн, США        |
| Каменноугольный      | Сильвин<br>Сильвин, карналлит   | Нов. Шотландия, Канада<br>Юрта, США   |
| Девонский            | Сильвин, карналлит  | } Нордвик<br>Белоруссия<br>Виллистонский бассейн.<br>США, Канада  |

| Геологический период | Калиевые и магниевые минералы                             | Месторождение   |
|----------------------|---|---|
| Силурийский          | (?)   | ?   |
| Кембрийский          | (Сильвин, карналлит)<br>Сильвин, кизерит, лангбейнит<br>? | Усольская свита<br>Соляной кряж, Пакистан<br>Иран, Ларестан |
| Докембрий            | ?   | ?   |

Примечание. В скобках показаны минералы, имеющие значение акцессорной примеси, без скобок — породообразующие, курсивом — промышленные накопления.

род. Одни и те же, по существу, минералы, но только в разных количественных соотношениях, участвуют в сложении калийных пород от кембрия доныне, причем даже в количественных их изменениях невозможно уловить какого-либо направленного развития. Добавим, что на низкой



Фиг. 246. Связь между соленаккумуляцией и важнейшими тектоническими явлениями (по Ф. Лотце, 1927 г.).

ступени галогенеза во все времена осаждался гипс, на более высокой — галит. Таким образом, за последние  $500 \times 10^6$  лет галогенез протекал в одних и тех же минералогических формах, несколько меняя лишь количественные соотношения минералов, но даже и здесь без признаков необратимой эволюции. Это обстоятельство должно быть подчеркнуто, ибо в химико-биогенных породах гумидных поясов необратимая эволюция, напротив, проступает очень ярко и даже в отложениях начального этапа аридного литогенеза она еще улавливается, например, в развитии известково-доломитовых пород. В породах галогенных сколько-нибудь достоверные признаки такой эволюции исчезают

6. Существенно иная картина получается, если рассматривать стратиграфическое распределение разных типов галогенных формаций, показанное в табл. 56. *Континентальные формации достоверно известны с нижнего карбона*, где представлены, по В. Н. Щербина (1945, 1953), гипсами; позже в течение очень большого промежутка времени они отсутствуют, а затем в значительном развитии появляются в миоцене Тянь-Шаня и в плиоцене Цайдамской впадины. Спорадичность и крайняя редкость нахождения континентальных галогенных формаций объясняются, как уже указывалось в гл. I, тем, что их генезис требует исключительно редкого в природе сочетания условий: изохоричности испарения и наличия длительно и порою быстро погружавшейся котловины, вмещающей озерный бассейн. Конечно, мы никак не можем считать гипсы  $C_1$  за реальное начало существования континентального типа галогенных формаций; они могли возникать и раньше, по крайней мере с кембрия, но их древнейшие представители либо не сохранились, либо просто пока не известны.

*Галогенные формации лагунного типа* известны, начиная с верхнего кембрия (верхоленская свита Сибирской платформы); длинная цепочка их переходит последовательно из одного стратиграфического горизонта в следующий, дотягиваясь до неогена и широко развиваясь в современности. Это, таким образом, один из наиболее устойчивых и богато представленных фациальных типов формаций, по имени которого долгое время все морские галогенные отложения назывались лагунными; некоторые геологи и до сих пор придерживаются такой терминологии, что нельзя признать правильным. Древнейшая *формация крупных заливов* встречается в самом верху разреза готландия (Мичиганский бассейн); позже она возникает в девоне (морсовские отложения Московской синеклизы, живецкие соли Днепровско-Донецкой впадины, калийные отложения Белоруссии), в верхней юре (галлиты сев.-зап. Германии), в мелу (гипсовые отложения Сев. Африки), в палеогене и неогене (рейнские галлиты и калийные соли, соленосная толща Предкарпатья и Закарпатья, Эреванской и Нахичеванской котловин, среднемиоценовые соли Закаспия и др.). Таким образом, галогенная формация крупных заливов стратиграфически развита столь же полно, что и формация лагунная, но представлена гораздо меньшим числом месторождений.

Еще менее развита *галогенная формация краевых частей огромных эпиконтинентальных морей*. Древнейший и, по-видимому, наиболее крупный ее представитель — усольская толща нижнего кембрия Сибирской платформы. После некоторого перерыва мы встречаемся с тем же типом формаций в девоне Московской синеклизы — данково-лебедянские слои, и в среднем девоне Сев. Америки — Виллистонский бассейн. В триасе к этому же типу принадлежит соленосная толща Германии. В юре, возможно, к нему относится калиеносная формация Таджикистана, а затем достоверные следы этого типа формаций исчезают, он как бы «вымирает».

Что касается галогенных формаций огромных внутриконтинентальных солеродных морей, то они развиты исключительно в перми, отсутствуя как в более древних, так и в более молодых стратиграфических горизонтах. Их представители: соленосные формации Северо-Германской низменности, кунгура и других горизонтов на восточной части Русской платформы.

Окидывая общим взглядом историческое развитие галогенеза, нетрудно видеть, что в нем хорошо выделяются три крупных этапа. Начальный, докембрийский, рисуется в гипотетических чертах, ибо достоверных находок галогенных отложений от него не сохранилось. *По-видимому, это был этап слабого и очень слабого развития галогенеза*. Второй этап обнимает палеозой; он отличается громадной, никогда больше не достигав-

## Статиграфическое размещение галогенных формаций разных фациальных типов

| Геологический возраст | Континентальные | Лагунные                          | Заливные       | Крайней зоны моря | Внутриконтинентальные, солеродных морей | Местонахождение формаций   |
|-----------------------|-----------------|-----------------------------------|----------------|-------------------|---|--|
| Ng                    | ▲4<br>▲1        | ●6<br>●5 ●7                       | ▲3<br>▲2       | Нет               | Нет                                     | 1 — Тяньшаньские галито-глауберитовые формации. Соленосные толщи: 2 — Прикарпатья и Закарпатья; 3 — Месопотамии; 4 — Цайдамской котловины. Гипсоносные толщи: 5 — Сицилия; 6 — Алжир; 7 — Тунис  |
| Pg                    |                 | ●6<br>●7 ●5 ●4<br>●3              | ●2<br>▲1       | »                 | »                                       | 1 — Котловина Эбро; 2 — Рейнский грабен (соли); 3 — Флорида; 4 — Индия; 5 — Калифорния; 6, 7 — Средняя Азия  |
| Cr                    |                 | ●1 ●2 ●3 ●4                       | ●5             | »                 | »                                       | 1 — Туаркыр (вал); 2 — Куба-даг; 3 — Куританг-тау; 4 — Куританг-тау (окузбулакская свита); 5 — Тунис   |
| I                     |                 | ●1 ●2 ●3 ●4<br>●5 ●6 ●7 ●9<br>●10 | ▲11            | ▲8                | »                                       | 1 — Карпаты; 2 — Молдавия; 3 — Донбасс; 4 — сев. склон Кавказа; 5 — южн. склон Кавказа; 6 — Малый Кавказ; 7 — Куба-даг; 8 — Гаурдакский и прилежащие районы; 9 — Балханы; 10 — Копет-даг; 11 — сев-зап. Германия   |
| T                     |                 | ●5<br>●4 ●6 ●7<br>●8              |                | ▲1 ▲2 ▲3          | »                                       | 1 — Германия; 2 — сев. и южн. предгорья Пиренеев; 3 — Аквитанская впадина; 4 — Китай; 5 — Алжир; 6 — Италия; 7 — Югославия; 8 — Англия   |
| P                     |                 | ●5                                |                | ?                 | ▲4 ▲1<br>▲3 ▲2                          | 1 — Германия (цехштейн); 2 — СССР (кунгур); 3 — СССР (сакарские и артинские отложения); 4 — СССР (казанские отложения); 5 — Джек-кавган  |
| C                     | ●4              | 1 2 3<br>● ● ●                    |                | ?                 | Нет                                     | 1 — Сарысуйские купола; 2 — Бетпақдала; 3 — Джамбульський район; 4 — Средняя Азия  |
| D                     |                 | ●8 ●9<br>●7<br>●10 ▲11            | ▲2<br>▲3<br>▲5 | ●1                | ▲4 ▲6                                   | 1 — Московская синеклиза (данково-лебединские слои — гипсы); 2 — Белоруссия (Старобино); 3 — Днепровско-Донецкая впадина; 3 — Московская синеклиза; 5 — Днепровско-Донецкая впадина (живетский ярус); 6 — Висконсин; 7 — Главное девонское поле (шелонские слои); 8 — Тенизская впадина; 9 — Кузнецкая котловина; 10 — Минусинская котловина; 11 — Тувинская впадина |
| S + O                 |                 | ●5 ●4 ●3 ●2                       | ▲1             | ?                 | »                                       | 1 — Salina-formation Мичигана. Сибирская платформа: 2 — нижний ордовик; 3 — средний ордовик; 4 — верхний ордовик; 5 — силур  |
| Ст                    |                 | ●1                                |                |                   |   | 1 — верхоленская лагунная формация   |

▲ соленосные формации; ● гипсы.



шейся, напряженностью галогенеза и часто его большой полнотой, особенно в перми, когда возникали эвтонические отложения. К этому же времени относятся и наибольшее разнообразие фациальных типов галогенных формаций. Наиболее отчетливо намечаются «узлы соленакпления» на юге Северо-Американской платформы, среди герцинид Европы, на Русской платформе и на Сибирской. Соленакпление осуществляется тремя грандиозными волнами — в кембрии, девоне и перми. На третьем этапе, охватывающем мезозой и кайнозой, происходит резкое сокращение галогенеза; масса накопившихся за это время солей резко убывает. Последовательно «вымирают» формации внутриконтинентальных солеродных морских водоемов, краевых частей эпиконтинентальных морей и остаются лишь континентальные (озерные), лагунные и заливные формации. Поскольку все они отличаются и очень малыми размерами и распродоточены на огромных пространствах, узлы соленакпления теряют свою четкую выраженность, как бы «размазываются». Полнота процесса явно становится меньшей: калийные соли генерируются относительно редко, а эвтонические осадки отсутствуют. Все эти количественные и фациальные изменения галогенеза происходят на базе сохранения одного и того же принципиально состава твердых солевых фаз.

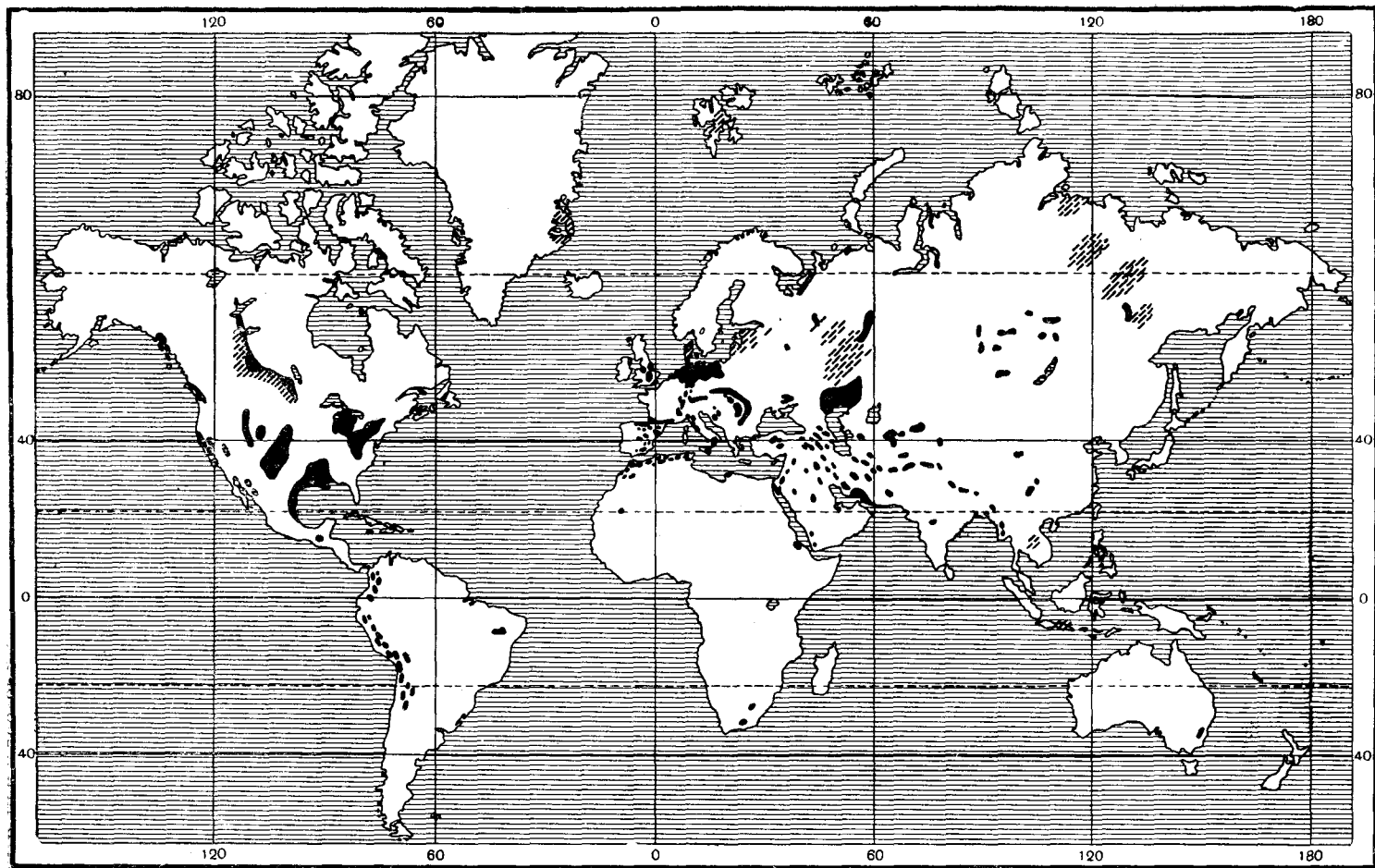
Таким образом, *развитие галогенеза в послепротерозойской истории Земли характеризуется сочетанием постоянства минералогического состава твердых солевых фаз с резко выраженными колебаниями интенсивности и полноты галогенного процесса.*

Добавим к этому, что, *главной ареной галогенного процесса в истории Земли была северная аридная зона: здесь накопилась подавляющая масса гипсов, галититов и калийных солей. Галогенные отложения южной аридной зоны представлены мало, особенно галититы, калийные же соли — всего единственным верхнедевонским месторождением в Припятском прогибе.* Получается явно выраженная асимметрия в пространственной локализации галогенеза на поверхности Земли, новый пример в дополнение к уже многим известным сейчас проявлениям асимметрии в структуре и составе литосферы. Очень ярко выражена асимметрия галогенеза в сводной карте. Ф. Лотце (1938, 1957), изображающей суммарно общее распределение галогенных накоплений в литосфере (фиг. 247).

## 5. О МЕХАНИЗМЕ, КОНТРОЛИРОВАВШЕМ ИСТОРИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГАЛОГЕНЕЗА

Первое, что необходимо выяснить в механизме, контролировавшем историческое развитие галогенеза, это причины удивительного постоянства состава твердых солевых фаз, участвовавших в сложении галогенных пород, и отсутствие в них следов необратимой эволюции в истории Земли.

Причин здесь, видимо, было две. Нужно вспомнить, что галогенные породы дошли до нас лишь за последние  $500 \times 10^6$  лет. Этому этапу исторического развития Земли предшествовало около  $4000-4500 \times 10^6$  лет, от которых мы не знаем галогенных пород, но на которые, несомненно, приходились главные события в развитии гидросферы и атмосферы и, в частности, процессы формирования солевого состава океанической воды. *Вполне вероятно, что в итоге весьма длительного развития соленость и ионный состав океанской воды к концу докембрия приобрели практически тот вид, какой они имеют сейчас, и если и отклонялись, то незначительно и преимущественно в микрокомпонентах.* К этому нужно добавить, что *и процессы метаморфизации морской воды в осолоняющихся водоемах к началу кембрия шли теми же путями, какие мы знаем впоследствии.* Доказывается это тем, что уже в нижнем кембрии встречаются накопления



Фиг. 247. Распределение галогенных месторождений на поверхности Земли (по Ф. Лотце, 1957 г.)  
 Черное — крупные соляные месторождения; косые штрихи — соленые области (с гипсом, ангидридом, соляными источниками и пр.).

*калиевых солей и сульфатного и хлоридного типов.* К первому относится галогенная формация Соляного кряжа, ко второму — калиевые включения в усольской галогенной толще  $S_{m1}$  Сибирской платформы. Но если и состав исходной морской воды и процессы метаморфизации ее в осоложняющихся морских водоемах уже к началу кембрия приобрели все те черты, какие мы знаем в последующей истории Земли, само собой разумеется, что процессы выпаривания неизбежно должны были давать одни и те же твердые минеральные фазы солей, осаждавшиеся в одной и той же последовательности.

В свете большой «зрелости» галогенеза уже к нижнему кембрию особую остроту приобретает вопрос о причинах столь позднего появления в разрезе литосферы галогенных формаций.

Совершенно очевидно, что причины здесь отнюдь не физико-химические, — физико-химический механизм галогенеза давно был готов, — и не климатические, ибо ледовые, гумидные и аридные климатические зоны существовали на поверхности Земли еще с глубокого докембрия. Единственной причиной могли быть тектонические условия ранних этапов развития Земли и их сочетание с климатическим режимом.

Напомню, что в раннем докембрии земная кора, по господствующим сейчас представлениям, находилась на геосинклинальной стадии; платформенные ядра еще только зарождались. А так как геосинклинальный режим, как было показано в предыдущем разделе этой главы, по самой природе своей не приспособлен к развитию галогенного процесса, то естественно, что в раннем докембрии галогенные формации не возникали вообще, либо порождались очень редко, принадлежали несомненно лагунному типу и отличались миниатюрными размерами. При сильно переменчивой палеогеографической ситуации, свойственной геосинклинальным зонам, эти формации уничтожались, не оставляя следов. В более позднем докембрии сформировалась гигантская Гондванская платформа, к концу протерозоя меньшие по размерам Северо-Американская, Русская, Сибирская и Китайская платформы и, казалось бы, создались необходимые предпосылки для развития галогенных формаций. Но судя по тому, что известно по протерозою Гондваны, в частности Южн. Америки и Африки, Гондвана в главнейшей части своей принадлежала области ледового и умеренного влажного климата, что исключало галогенез на ее площади. Платформы Северо-Американская, Русская, Сибирская и Китайская располагались тогда под низкими широтами и через них пролегли частью южная, частью северная аридная зоны; стало быть, потенциальные возможности для галогенеза здесь существовали. Но тектонически все названные платформы были тогда достаточно монолитны, их расчленение на синеклизы и антеклизы было выражено слабо. На них, следовательно, еще не были созданы те длительно и порою быстро прогибавшиеся ванны, которые столь необходимы для возникновения галогенных формаций. Иными словами, на платформах современного северного полушария еще не возникло достаточно благоприятного для галогенеза сочетания полос аридного климата с нужной тектонической структурой. В результате и эти «северные» платформы не накопили на себе достаточно заметных галогенных отложений, а те небольшие лагунного типа формации, какие все же возникали, быстро уничтожались. В конечном итоге вся огромной длительности докембрийская история Земли оказалась неэффективной для галогенного осадкообразования. *Несомненно, что он был развит очень слабо, а возникавшие все же галогенные формации лагунного типа легко разрушились в ходе дальнейшей геологической истории.*

Резкое усиление галогенеза и накопление огромных масс галогенных пород в палеозое были вызваны тем обстоятельством, что Северо-Американская, Русская, Сибирская и Китайская платформы, продолжая оставаться под низкими широтами и сохраняя на себе крупные, иногда огром-

ные области аридного климата, вступили в стадию интенсивного расчленения на крупные синеклизы, длительно, а иногда и быстро прогибавшиеся, и разделяющие их антеклизы. Синеклизы стали в одних случаях вместилищами крупных осолоняющихся заливов; в других — осолонению подверглись краевые части нормальных морей, благодаря наличию ванн, прогибавшихся параллельно берегу; в третьих — осолонились огромные внутриконтинентальные моря, занимавшие ряд синеклиз. Именно в этих тектонических депрессиях и сформировалась подавляющая масса палеозойских солей; они своей величиной обусловили огромный размах палеозойского галогенеза. Длительность же упаривания дала возможность развиться галогенному осадкообразованию с большой полнотой вплоть до садки калийных солей, а иногда и эвтонических осадков включительно. Удаленность платформ друг от друга и огромность их синеклиз привели к тому, что галогенные формации располагались тогда четко выраженными «узлами соленакопления». С особенной четкостью это сказалось в галогенные эпохи —  $Sm_1$ ,  $D_{2+3}$ ,  $P_{1+2}$ .

В триасе, как было показано в первом томе монографии, климатические зоны сдвинулись из современных высоких и средних широт в низкие. Северная аридная зона в восточном полушарии стала располагаться главным образом в области Средиземноморской геосинклинальной зоны, захватывая, кроме того, на севере узкую кайму эпипалеозойских и докембрийских платформ, а также значительную часть Северо-Африканской платформы. Южная аридная зона стала располагаться частью вдоль Андийской геосинклинали, частью же на обломках Гондваны, занимая здесь весьма ограниченные по размерам площади. Совпадение аридных поясов на больших участках с геосинклинальными зонами и пролегание на малых обломках Гондваны естественно резко ухудшили возможности для развития галогенеза. К этому нужно добавить еще, что на северной части Африки, приходившейся на аридную область, ни в мезозое, ни в кайнозое не возникло тех огромных длительно и быстро прогибавшихся синеклиз, какие типичны для платформ современного полушария; следовательно, и здесь тектонический режим не благоприятствовал возникновению галогенных формаций. В итоге всех этих изменений общая интенсивность альпийского галогенеза резко упала, исчезли колоссальные «палеотипные» формации краевых частей открытых морей и огромных внутриконтинентальных солеродных морей, остались лишь формации лагунная и заливов. Но они давали ограниченные, либо просто малые, накопления солей, к тому же на участках то близко, то далеко отстоящих одни от других. *Галогенный процесс пространственно расплылся*, узлы соленакопления потеряли компактность, обособленность, стали «рыхлыми», менее четкими. Сама полнота галогенного процесса стала меньшей, калийные соли стали возникать в относительно (в %) меньшем числе осолоняющихся водоемов, а отложения эвтонических солей исчезли вообще.

*Так меняющиеся во времени соотношения между климатической зональностью и основными структурными элементами земной коры и их строением обусловили весьма малую активность галогенного процесса в докембрии, резкую интенсификацию его в палеозое и новое затухание в мезозое + кайнозое.* Эти же соотношения привели к тому, что галогенные породы в стратифере локализовались резко асимметрично, сосредоточившись практически целиком в современном северном полушарии и почти отсутствуя в южном.

Что касается периодических то усилений, то ослаблений галогенеза в послепротерозойской истории Земли, то причиной их является периодический же ход эпейро- и орогенеза. *Галогенные эпохи возникали на фоне идущих горообразовательных движений или непосредственно после них, в эпохи, отличавшиеся в общем регрессивным характером.* Такая связь естественна, — ведь при регрессии в синеклизах и депрессиях вообще легче

всего возникали реликтовые бассейны с затрудненной связью с открытым морем, являвшиеся базой галогенной седиментации; отсюда совпадение галогенных эпох с горообразованием и регрессиями. Нужно, однако, еще раз подчеркнуть, что в частных конкретных случаях встречаются отступления от сказанного правила: галогенные формации образовывались и при трансгрессии моря и при стабильном его состоянии. Но в качестве общей тенденции тяготение галогенных эпох к временам регрессий все же несомненно имеет место и позволяет многое осознать в историческом развитии галогенеза.

Отсутствие строгой одновременности в образовании галогенных формаций, принадлежащих одной и той же галогенной эпохе, объясняется, конечно, тем, что проявления горообразовательных движений и регрессий на разных, особенно удаленных друг от друга, участках земной коры были также только более или менее близки, но не строго одновременны.

*В итоге следует признать, что развитие галогенеза в истории Земли контролировалось совсем не физико-химическими факторами и, в частности, не изменениями во времени солевого состава исходной океанической воды, — состав ее за последние  $500 \times 10^6$  лет был практически одинаковым, — а только тектоническими факторами: развитием структуры литосферы, ходом тектонических движений, а также изменениями в пролегании климатических зон и их соотношениями с тектоническими структурами земной коры.*

В истории галогенеза с особой наглядностью можно видеть, насколько большую роль играет тектонический режим в ходе аридного осадкообразования вообще, насколько глубоко проникает его действие в самые разнообразные и интимные стороны литогенеза и становится его движущей силой.

## 6. ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ ГАЛОГЕНЕЗА СРАВНИТЕЛЬНО С ПОРОДОБРАЗОВАНИЕМ В ГУМИДНЫХ ЗОНАХ

Чтобы еще сильнее оттенить специфику галогенеза, целесообразно сравнить его историю с историей накопления гумидных пород, а также отложениями начального этапа аридного породообразования.

При характеристике вещественного состава гумидных пород было отмечено, что одной из существенных их черт является *ясная необратимая эволюция в истории Земли*. Весьма четко она вырисовывается в истории железных руд, карбонатных и кремнистых пород, органического вещества, в развитии диагенеза; менее четко в истории бокситов, марганцевых руд, глин. Наряду с необратимой эволюцией, однако, не менее ясно проступают и *эпизодические колебания осадочного процесса*. Они заключаются прежде всего в том, что та или иная группа пород формировалась то на одних участках гумидных поясов, то на других. Мы наблюдали это в истории углей, которые первоначально (девон — карбон) накапливались под тропиками, позже (пермь — мезозой) концентрировались практически лишь в северной умеренной зоне и частично — в субтропиках, в кайнозойе же — и под тропиками и в умеренной полосе. В несколько иной форме аналогичные миграции наблюдаются в истории рудной триады: Al — Fe — Mn. Наряду с пространственными смещениями происходили также чисто количественные колебания седиментационного процесса, заключавшиеся в том, что временами образование разных типов пород резко усиливалось, временами же ослабевало. Весьма ярко такие колебания видны в истории железа, марганца, алюминия, органического вещества (углей), фосфора, карбонатных пород и др. Эти колебания вызывали появление железорудных и безрудных эпох, марганцеворудных и безрудных, угленосных и безугольных и т. д. У близких элементов (например Al — Fe — Mn) и рудные эпохи тесно сближены, а иногда просто совпа-

дали. Таким образом, в истории гумидных пород наблюдается сочетание необратимой эволюции с чисто количественными колебаниями породообразования и с географическими миграциями его из одних частей общей гумидной зоны в другие.

В историческом развитии пород начального этапа аридного литогенеза мы еще улавливаем те же стороны; в частности, доломиты, известняки и кремнистые породы демонстрируют отчетливые признаки необратимой эволюции; одновременно они же и все прочие породы дают обильные примеры чисто количественных колебаний осадочного процесса.

*Специфическую особенность истории галогенных пород составляет то обстоятельство, что признаки необратимой эволюции у них исчезают, не улавливаются в сколько-нибудь отчетливой степени.* Минералогический состав соляных пород с начала кембрия замыкается в строго определенный набор минералов, который в одних случаях может быть более широким, а в другом — более узким, но принципиально не меняется на разных стратиграфических уровнях сводного разреза литосферы. *Вся история галогенеза складывается практически из количественных колебаний интенсивности и полноты галогенного процесса и из географических смещений «узлов соленакпления» в аридных зонах.* Иначе говоря, история галогенеза значительно упрощается сравнительно с историей гумидных пород и даже с историей пород начального этапа аридного породообразования. Объясняется это упрощение тем, что мы достоверно улавливаем галогенез на очень позднем этапе развития Земли. Солевой состав океанов к кембрию стал практически тем же, каков он сейчас, развились те же процессы его метаморфизации при осолонении воды; это, естественно, не могло не породить однообразных проявлений галогенного процесса на всем последнем 500-миллионнолетнем отрезке геологической истории Земли. Только вечно меняющиеся по интенсивности и местоположению тектонические движения литосферы вместе со смещениями климатических зон вызвали соответствующие перемены в ходе галогенеза, то усиливая его — в галогенные эпохи, то ослабляя — в промежуточные, и заставляя «узлы соленакпления» мигрировать в разные эпохи в разные географические участки.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е. Л. 1. К вопросу о накоплении свинца в отложениях  $D_{2+3}$  Приташкентского района. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 5.
- Абрамович Е. Л. 2. Особенности распределения железа, марганца, меди и малых элементов в осадочных породах  $D_{2+3}$  Приташкентского района. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 3.
- Абрамович Е. Л. О генезисе полиметаллического оруденения пластового типа в доломитах Калкан-Ата (Приташкентский район). Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 11.
- Алёкин О. А. Упрощенный способ расчета коэффициентов активности при исследовании природных вод. Гидрохим. мат., 1954, 22.
- Алёкин О. А., Моричева Н. П. Карбонатнокальциевое равновесие в воде Волги. Гидрохим. мат., 1957, 26.
- Алёкин О. А., Моричева Н. П. Стабильность карбонатного равновесия на примере реки Дон. Гидрохим. мат., 1959, 29.
- Алёкин О. А., Тарасов М. Н. К гидрохимии озера Балхаш. Гидрохим. мат., 1957, 26.
- Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1949.
- Анастатьева О. М. 1. Верхнеюрские ангидриты и гипсы юго-западной окраины Русской платформы. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 5, Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Анастатьева О. М. 2. О доломитах и доломитизации верхнеюрских карбонатных пород. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 5. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Андреановская К. Н. О генетической последовательности образований микроструктур в ангидритовых и гипсовых породах на примере Индерского соляного поднятия. Мат. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, литология, 1956, вып. 1.
- Апродова А. А. Термонатрит в Прикамье. Докл. АН СССР, 1945, 48, № 5.
- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н. Условия образования соленодных зон в морских водоемах на примере нижнекембрийского эвапаритового бассейна Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 4.
- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраины Сибирской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 33.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев П. Ф. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. Изв. Вышп. учебн. заведений геол. и развед., 1958, № 5.
- Баренбойм М. И. Схема строения поверхности подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 1.
- Бахман В. И., Прокофьева Е. Ф. Растворенные газы в иловых отложениях (грязях). Гидрохим. мат., 1953, 24.
- Белякова Е. Е. Закономерности водной миграции меди, свинца и цинка и их значение для поисковых целей. Сов. геол., 1961, № 1.
- Бергман А. Г., Лужная Н. П. Физико-химические основы и зучения и использования соляных месторождений хлоридсульфатного типа. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Бергман А. Г., Валяшко М. Г., Фейгельсон И. Б. Соляные озера Северо-Западного Приаралья, плато Устюрт и низовьев реки Аму-Дарья. Тр. Лабор. озероведения АН СССР, 1953, 2.

- Б е р д и ч е в с к а я М. Е., Л е й т е с А. М. Некоторые особенности строения пластовых месторождений меди на примере медистых песчаников Восточной Сибири. В кн. Вопросы седиментологии. М., 1960.
- Б л и н о в Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. Метеорол. и гидрогеол., 1946, № 4.
- Б л ю м б е р г Я. Б., Н и к о л а е в В. И., Е г о р о в В. С. Гидрохимический режим Карабогазского залива в период 1936—1938 гг. Тр. Ком. по компл. изуч. Каспийского моря. Карабогазский сектор. 1940, вып. 11.
- Б о г д а н о в А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геол., 1949, сб. 40.
- Б о г д а н о в А. А., С е р о в а М. Я. О стратиграфическом положении соленосных свит в разрезе миоцена Предкарпатъя. Уч. зап. Моск. ун-та, 1956, вып. 176.
- Б о г о м а з о в Г. П. Некоторые вопросы геологии и генезиса свинцовых месторождений Джергаланского района. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, 1957, вып. 9.
- Б р о д с к а я Н. Г. Карбонатообразование в Аральском море. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 6.
- Б р о д с к а я Н. Г. Донные отложения и процесс осадкообразования в Аральском море. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 115, геол. сер. (№ 57).
- Б р у н с Е. П. История развития Припятского прогиба в палеозое. Тр. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 14.
- Б у й н е в и ч Д. В. и др. Физико-химическая характеристика современного состояния залива Кара-Богаз и перспективы его промышленного использования. В кн. Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Ашхабад, Изд-во АН Турк. ССР, 1959.
- Б у к ш т е й н В. М., Г а р к а в и М. Ю., Г а р к а в и Н. С. О метаморфизации рапы Карабогазского залива. Журн. прикл. химии, 1952, 25, вып. 8.
- Б у н е е в А. Н. К истории вод седиментации. Сов. геол., 1947, сб. 19.
- Б у н е е в А. Н. Основы гидрохимии минеральных вод осадочных отложений. М., Медгиз., 1956.
- Б у р к о в с к а я Е. Г. Об открытии калийных солей в Актюбинском Приуралье. Мат. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1956, вып. 1.
- Б у р о в а Е. Г. Об отложениях каменной соли в южном Подмосковье. Тр. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, 1956, вып. 9.
- Б у р ы х и н а З. Е. Некоторые замечания к вопросу о происхождении руд свинцовых месторождений Джергаланского района. Тр. Ин-та геолог. АН Киргиз. ССР, 1957, вып. 9.
- В а л я ш к о М. Г. К познанию основных физико-химических закономерностей в районе соляных озер. Докл. АН СССР, 1939, 23, № 7.
- В а л я ш к о М. Г. Некоторые аномалии в распределении соляных осадков в озерных отложениях и их причины. Докл. АН СССР, 1947, 58, № 8.
- В а л я ш к о М. Г. Астраханит в новосадке соляных озер. Природа, 1949, № 1.
- В а л я ш к о М. Г. Аномальная стратиграфия современных соляных отложений и ее причины. Природа, 1950, № 3.
- В а л я ш к о М. Г. 1. Объемные соотношения жидких и твердых фаз в процессе испарения океанской воды как фактор, определяющий образование месторождений калийных солей. Докл. АН СССР, 1951, 77, № 6.
- В а л я ш к о М. Г. 2. Структурные особенности отложений современного галита. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1951, № 5.
- В а л я ш к о М. Г. 1. Галит, основные его разновидности, встречаемые в соляных озерах, и их структурные особенности. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г. 2. Геохимические закономерности современного соленакпления и образования современных соляных отложений на территории СССР. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г. 3. Классификационные признаки соляных озер. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г. 4. Определение основных понятий и выбор методики исследования. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г. 5. Физико-химическое исследование режима озера Индер. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г. 6. Экспериментальное исследование процессов метаморфизации. 1. Определение основных понятий и выбор методики исследования. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г. Общие закономерности формирования химического состава природных вод. Гидрохим. мат., 1954, 21.
- В а л я ш к о М. Г. Основные химические типы природных вод и условия их формирования. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.
- В а л я ш к о М. Г. 1. Геохимия брома в процессах галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. Геохимия, 1956, 1, вып. 6.



- В а л я ш к о М. Г. 2. Геохимия месторождений калийных солей. В кн. Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- В а л я ш к о М. Г. 3. Метод определения генезиса калийных пород по их химическому составу и его применение к месторождениям Предкарпатья. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3, 4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- В а л я ш к о М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени доктора хим. наук. Л., 1957.
- В а л я ш к о М. Г. Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- В а л я ш к о М. Г., М а н д ы к и н а Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г., Н е ч а е в а А. А. Экспериментальное исследование условий образования полигалита. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1952, № 6.
- В а л я ш к о М. Г., П е л ь ш Г. К. Метаморфизация насыщенных сульфатных растворов бикарбонатом кальция. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г., П е т р о в а Е. М. Метаморфизация ионом кальция соляных вод карбонатного типа. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- В а л я ш к о М. Г., С о л о в ь е в Е. Ф. Исследование метастабильных равновесий в системе  $2\text{Na}^+$ ,  $2\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $2\text{Cl}^-/\text{H}_2\text{O}$ . Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1950, вып. 21.
- В а л я ш к о М. Г., С о л о в ь е в а Е. Ф. О кристаллизации сильвина при испарении морской воды. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 27.
- В а л я ш к о М. Г., Н е ч а е в а А. А., П е л ь ш Г. К. Экспериментальное исследование процесса метаморфизации ионом кальция разбавленных растворов сульфатного типа. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 27.
- В а л я ш к о М. Г., Н е ч а е в а А. А., П о л е н о в а Т. Б. Соляные озера Джамбульской области. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 24.
- В а л я ш к о М. Г. и др. Экспериментальное исследование растворения природного полигалита в воде и растворах поваренной соли. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 24.
- В а с и л ь е в Г. А. Воды рек как источник накопления солей в озере Эльтон. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 28.
- В а с и л ь е в Г. А. Четвертичные отложения озера Эльтон и история их образования. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1955, вып. 30.
- В а с и л ь е в Г. А. Гидрохимическая характеристика поверхностных рассолов озера Эльтон. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- В а с и л ь е в Ю. М. Фациальные особенности кунгера Северного Прикаспия в связи с характером юго-восточного обрамления Русской платформы. Докл. АН СССР, 1957, 112, № 1.
- В а с и л ь е в Ю. М. Унаследованная складчатость между Южным Уралом и Мангышлаком. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 4.
- В а с и л ь е в Ю. М., З в я г е л ь с к и й А. А., П о д г о р б у н с к и й С. Л. Челкарский соляной массив в Северном Прикаспии. Докл. АН СССР, 1958, 121, № 6.
- В а х р о м е е в а В. А. 1. О генезисе галуберита соляных отложений залива Кара-Богаз-Гол. Докл. АН СССР, 1954, 99, № 2.
- В а х р о м е е в а В. А. 2. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- В а х р о м е е в а В. А. 1. К минералогии и петрографии соляных отложений залива Кара-Богаз-Гол. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- В а х р о м е е в а В. А. 2. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- В а х р о м е е в а В. А. 1. К сравнительной характеристике пород сульфатных месторождений (Кара-Богаз-Гол и межгорья Тянь-Шаня). Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1959, вып. 35.
- В а х р о м е е в а В. А. 2. Трещиноватость соляных пород карналлитовой зоны Верхнекамского месторождения. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1959, вып. 35.
- В е р и г о А. А. О характере соляной массы в рапе Куяльницкого и Хаджибаевского лиманов. Горн. журн., 1880, 3, № 9.
- В и н о г р а д о в А. П., Б о р о в и к - Р о м а н о в а Т. Ф. К геохимии стронция. Докл. АН СССР, 1945, 46, № 5.
- В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, 1956, № 6.
- В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б., Р а т и н с к и й В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн. Совещание по осадочным породам. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1932.

- В и т а л ь Д. А. Современные карбонатные конкреции соляных озер Кулундинской степи и их генезис. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 125, геол. сер. (№ 46).
- В и ш н я к о в С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- В о р о н о в а М. Л. К вопросу обнаружения полигалита и каинита в сульфатно-солевой толще Узун-Су. Докл. АН СССР, 1953, 99, № 3.
- В о р о н о в а М. Л. Некоторые данные по петрографии соленосной толщи нижнего кембрия Восточной Сибири. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Г а б о в и ч Р. Д. Фтор в питьевых водах Украины и его генетическое значение. Гидрохим. мат., 1949, 16.
- Г а л а х о в с к а я Т. В. К методике спектрального определения малых количеств Си, Рб, Мп, Fe и Ni в растворимой части галенита, сильвина и сильвинита. В кн. Исследование физико-химических свойств солей и соляных растворов. М. — Л., Госхимиздат, 1953.
- Г а л у ш к о В. В. Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- Г е д р о й ц К. К. Учение о поглотительной способности почв. М., 4-е изд. Сельхозгиз, 1933.
- Г е к к е р Р. Ф. Главное девонское поле. 1934.
- Г е к к е р Р. Ф. Каратауское месторождение фауны и флоры юрского возраста. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, 1948, 15, вып. 1.
- Г е р а с и м о в И. П. Материалы к геоморфологии Кулундинской степи. В кн. Кулундинская экспедиция Академии Наук СССР, ч. 3. М. — Л., 1935. (Тр. Совета по изуч. производ. сил СССР, Сибир. сер., вып. 10).
- Г е р а с и м о в а В. В. Боронообразование в ангидрит-доломитовой толще кунгура Ументовского поднятия. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Г е р а с и м о в а В. В. Геологическое строение, литология и условия формирования соленосной толщи Яр-Бишкадака. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- Гидрохимические материалы. Ответ. ред. О. А. Алекин. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Г и н з б у р г И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд, цветных и редких металлов. М., Госгеолтехизд., 1957.
- Г л о в к о В. А. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хованских отложений Подмосковья. Докл. АН СССР, 1960, 130, № 4.
- Г о р б а н е в А. И., Н и к о л и н а В. Я. Сульфат натрия. М., Госхимиздат, 1954.
- Г о р б о в А. Ф. Образование тенардита в озерах Кулундинской степи. Докл. АН СССР, 1950, 74, № 5.
- Г о р е ц к и й Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфизованных рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 1.
- Г о р к у н О. П. К стратиграфическому положению и литологии калийных линз в разрезе верхневоротыщенской свиты Стебнинского района. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1959, вып. 35.
- Г р и д н е в Н. И. Литология кайнозойских меласс Сурхан-Дарьинской депрессии. Ташкент, Изд-во Узб. ССР, 1955.
- Д а н и л о в а В. В. К содержанию фтора в породах. Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, 1949, 9.
- Д а н и л ь ч е н к о П. Т. Материалы по гидрохимии озер Черноморского побережья. Донузлавское озеро. Тр. Крымск. науч.-исслед. ин-та, 1932, 3, вып. 2.
- Д а н и л ь ч е н к о П. Т., Р а в и ч В. И. О щелочности природных рассолов морского происхождения. Тр. Крымск. науч.-исслед. ин-та, 1927, 1, вып. 2.
- Д е м о к и д о в К. К. и др. Стратиграфия и фацции кембрия Сибирской платформы. Тр. Науч.-исслед. ин-та Арктики, 1958, 80.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И. Геологический возраст донных солевых отложений минеральных озер. Природа, 1936, № 12.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И. Минеральные озера СССР, их типы и географическое распределение. Природа, 1938, № 11—12.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И. Зона минеральных озер СССР. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1944, 76, вып. 4.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И. Минеральные озера СССР. Проблемы физ. геогр., 1951, 17.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И. Минеральные озера СССР, их типы и географическое распределение. Природа, 1938, № 11—12.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И. Геолого-географические закономерности распределения пресных, соленоватых и соляных озер. В кн. Тр. Всес. гидрогеологического съезда. Т. 4. Л., Гидрометеиздат, 1959.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И., Е л о в с к а я Л. В., Г а р к а в и М. Ю. Геология донных отложений и гидрохимический режим Кургузильской бухты и Сатаского залива Кара-Богаз-Гола. Тр. Геол. ин-та АН Туркм. ССР, 1956, 1.

- Дзенс-Литовский А. И. и др. Донные соляные отложения и погребенные рассолы Кара-Богаз-Гола как новый вид сульфатного сырья. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1959, вып. 35.
- Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников. Мат. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, полез. ископ., 1948, сб. 4.
- Домарев В. С. Генезис медистых песчаников Северной Родезии (по современным представлениям зарубежных геологов). Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 1.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. Типы мелководных фосфоритовых отложений среднего ордовика Иркутского амфитеатра. Разведка и охрана недр, 1957, № 8.
- Дружинин И. Г. Сульфатное озеро Эбейты. В кн. Сульфат натрия в СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Дубинина В. Н. 1. Галит из Верхнекамского месторождения. Докл. АН СССР, 1951, 79, № 5.
- Дубинина В. Н. 2. К вопросу о генезисе сильвина. Докл. АН СССР, 1951, 80, № 2.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского (калийного) месторождения. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Еганов Э. А. Цайдамская впадина. Природа, 1959, № 9.
- Еременко В. Я. 1. Растворимость карбоната кальция (кальцита) в природных водах при различных парциальных давлениях  $\text{CO}_2$  и температуре  $25^\circ \text{C}$ . Геохим. мат., 1955, 25.
- Еременко В. Я. 2. Растворимость карбоната кальция (кальцита) в растворах  $\text{MgSO}_4$  при парциальном давлении  $\text{CO}_2$ , равном атмосферному. Гидрохим. мат. 1955, 25.
- Еременко В. Я. К вопросу о величинах констант диссоциации угольной кислоты. Гидрохим. мат., 1957, 27.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. Пер. с фр. яз. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Зайцев Н. С. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гипсов Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.
- Залманзон Э. М. К познанию осадкообразования в озере Балхаш. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 4.
- Здановский А. Б. К гидрохимии озера Эбейты. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 27.
- Здановский А. Б., Ляховская Е. И., Шлеймович Р. Э. Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Т. 1. Трехкомпонентные системы. М.—Л., Госхимиздат, 1953.
- Здановский А. Б., Ляховская Е. И., Шлеймович Р. Э. Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Т. 2. Четырехкомпонентные и более сложные системы. М.—Л., Госхимиздат, 1954.
- Зеленов К. К. О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., 1955, вып. 155 (№ 66).
- Зеленов К. К. К литологии и геохимии нижнекембрийских лагунных отложений северного склона Алданского массива. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.
- Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1957, вып. 8.
- Зенин А. А., Коновалов Г. С. К содержанию мышьяка, бора, брома, йода и фтора в воде р. Кубани. Гидрохим. мат., 1953, 20.
- Зенкович В. П. Эволюция акваторий лагун. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1952, 84, № 5.
- Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов. Тр. Ин-та океанол., 1957, 21.
- Иванков Л. И. и др. О некоторых особенностях геологии Джезказганского месторождения и новых фактах, полученных рудничной геологической службой. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, 1957, вып. 9.
- Иванков А. А. К вопросу о генезисе сильвина Верхнекамского месторождения калийных солей. Зап. Всер. мин. об-ва, 1932, 61, вып. 2.
- Иванов А. А. Материалы к характеристике отложений, подстилающих прикамскую соляную толщу и осадки, ей параллельные. Проблемы сов. геол., 1934, № 3.
- Иванов А. А. 1. Карналлиты Верхнекамского месторождения. В кн. Соликамские карналлиты. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Иванов А. А. 2. Основные черты стратиграфии и тектоники сильвинитовой зоны Верхнекамского месторождения на участке первого рудника. Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 5.
- Иванов А. А. Солепроявления в Закарпатской области и их геологические условия. Мат. Всес. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та полез. ископ., 1948, сб. 4.

- Иванов А. А. 1. Внутриформационные тектонические брекчии некоторых ископаемых соляных залежей. Тр. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1950, вып. 2.
- Иванов А. А. 2. Калийные соли в Ангаро-Ленском соляном бассейне. Зап. Всер. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 4.
- Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М., Госгеолиздат, 1953.
- Иванов А. А. Распространение и типы ископаемых месторождений калийных солей. Геол. рудных м-ний, 1959, № 4.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолиздат, 1960. (Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та, т. 35).
- Иванов А. А., Яржемский Я. Я. Боропроявление в соленосной толще Лено-Ангарского бассейна. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Иванов П. Т. Опыт петрографического и химического исследования Сакской лечебной грязи по слоям. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, 1930, 4, вып. 2.
- Ильинский В. П. Щелочность соляных растворов Сакского озера. Журн. хим. промышл., 1927, № 7—8.
- Ильинский В. П., Клебанов Г. С., Бадер Ф. Ф. Соленое озеро Куули. Тр. Соляной лаб. Всес. ин-та галургии, 1932, вып. 3.
- Ильинский В. П., Клебанов Г. С., Блюмберг Я. Б. Гидрохимия Карабогазского залива. Тр. Соляной лаб. Всес. ин-та галургии, 1936, вып. 5.
- Исаченко Б. Л. Биогенные процессы в озерах Кулундинской степи. Тр. Совета по изуч. производ. сил СССР, Сиб. сер., вып. 8. Кулундинская экспедиция, ч. 1. Л., 1934.
- Исследование физико-химических свойств солей и соляных растворов. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 27.
- Казakov А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 114, геол. сер. (№ 40).
- Казakov А. В., Тихомирова М. М., Плотникова В. И. Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит) и выводы о парагенезисе сидеритов и фосфоритов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1957, вып. 152, геол. сер. (№ 64).
- Казakov А. В. и др. Минералогические и физико-химические исследования некоторых осадочных пород и полезных ископаемых. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1957, вып. 152, геол. сер. (№ 64).
- Каширский П. и др. Грязь и рапа восьми озер. Гидрохим. мат., 1931, 7.
- Кашкаров О. Д. 1. Поверхностная рапа соляных озер и ее изменения во времени. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- Кашкаров О. Д. 2. Садка солей в соляных озерах. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- Кашкаров О. Д., Карпюк И. Д., Тычино Я. И. Озеро Тениз. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- Киреев В. А. Физическая химия. М., Госхимиздат, 1956.
- Киров В. П. Ритмичность в строении соляных толщ Припятского прогиба. Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, 11.
- Кирсанов Н. В. К вопросу о происхождении сульфидных минералов в девонских отложениях Татарии. Уч. Зап. Казан. ун-та, 1954, 114, кн. 7.
- Клебанов Г. С., Корф Д. М., Еловская Л. В. Соляное озеро Джаксы-Клыч. Тр. Соляной лаб. Всес. ин-та галургии, 1937, вып. 12.
- Книпович Н. М. Гидрогеология морей и соленоватых вод. М.—Л., Изд-во Всес. науч.-исслед. ин-та морск. рыбн. хоз-ва, 1938.
- Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. 1—2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946—1947.
- Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. Докл. на 5-м Международном конгрессе почвоведов. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Колотухина С. Е. Литология рудоносных слоев месторождения Маргалимсай. Изв. Высш. учеб. заведений геол. и разведка, 1960, № 8.
- Коновалов Г. С., Огурцова О. С. Фтор в речных водах. Гидрохим. мат., 1959, 29.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Разведка недр, 1951, № 5.
- Константинов М. М. К вопросу о роли диагенеза и метаморфизма в формировании осадочных месторождений свинца и цинка. Разведка недр, 1952, № 5.
- Константинов М. М. Экзогенные сульфаты свинца и цинка. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 1. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1954.
- Константинов М. М., Рафальский С. П. О растворении галенита и переносе свинца в близповерхностных условиях. Геохимия, 1960, № 3.
- Корневский С. М. О структурных особенностях сингенетических и диагенетических измененных отложений галита и сильвина. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 1.
- Корневский С. М. 1. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3 и 4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.

- К о р е н е в с к и й С. М. 2. Геологические структуры полей калийных залежей Калуш-Голынского месторождения. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- К о р е н е в с к и й С. М. 3. К стратиграфии калиеносной свиты Калуш-Голынского района. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- К о р е н е в с к и й С. М. 4. Новые данные по калиеносности Предкарпатья. В кн. Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- К о р е н е в с к и й С. М. 5. Условия формирования соленосных отложений и калийных залежей в междуречье Стрия и Выстрицы Надворнянской. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- К о р е н е в с к и й С. М. Некоторые вопросы геологии и генезиса калийных залежей Предкарпатья. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 4.
- К о р е н е в с к и й С. М. Геологические условия формирования залежей сульфата натрия в Предкарпатья. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1959, вып. 35.
- К о р о л ю к И. К. Волнисто-слоистые пластовые строматолиты (*Stratifera*) кембрия юго-восточной Сибири. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 3.
- К о с с о в с к а я А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 153, геол. сер. (№ 64).
- К р а у с к о п ф К. Осадочные месторождения редких металлов. В кн. Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958.
- К р о т о в Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани. Тр. Казан. об-ва естествоиспыт., 1925, 50, вып. 6.
- К у д е н к о А. А. Об условиях формирования осадочно-метаморфических месторождений свинца Центрального Казахстана. Разведка недр, 1955, № 1.
- К у д р и н Л. И. О верхнетортонской пересыли (баре) между солеродным бассейном и открытым морем в пределах юго-западной окраины Русской платформы. Докл. АН СССР, 1960, 131, № 4.
- К у з н е ц о в И. Г. Месторождения битуминозных известняков Балкарии. Изв. Геол. ком., 1928, 47, № 8.
- К у з н е ц о в а А. И., Б е р г м а н А. Г. 1. Соляные месторождения Южного Таджикистана. (Сообщение 5). О классификации природных соляных вод. Тр. АН Тадж. ССР, 1958, 84.
- К у з н е ц о в а А. И., Б е р г м а н А. Г. 2. Соляные месторождения Южного Таджикистана. (Сообщение 6). Соляные месторождения бассейна р. Кафирниган. Тр. АН Тадж. ССР, 1958, 84.
- К у з н е ц о в а А. И., Б е р г м а н А. Г. 3. Соляные месторождения Южного Таджикистана. (Сообщение 7). Соляные месторождения Вахшско-Яванской и соляные озера Джиллигуль-Нижне-Пянджской групп. Тр. АН Тадж. ССР, 1958, 84.
- К у н и н В. Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- К у р н а к о в Н. С. Метаморфизация рассолов Крымских соляных озер. Зап. СПб. мин. об-ва, 1896, 34, вып. 2.
- К у р н а к о в Н. С., Ж е м ч у ж н ы й С. Ф. Магниево-натриевые озера Перекопской группы. Изв. Росс. АН, сер. 6, 1917, 11, № 2.
- К у р н а к о в Н. С., Н и к о л а е в В. И. Процесс испарения морской воды и озерных рассолов. В кн. Труды Всеукраинской соляной конференции в Одессе (27—30.VI.1930). Харьков — Одесса, 1932.
- К у р н а к о в Н. С., Н и к о л а е в В. И. Солнечное испарение морской воды и озерных рассолов. Изв. Сект. физ.-хим. анализа АН СССР, 1938, 10.
- К у р н а к о в Н. С. и др. Соляные озера Крыма. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Л е б е д е в В. И. О причинах отсутствия калийных солей среди галогенных осадков континентальных озер. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1959, вып. 35.
- Л е в е н к о А. И. Новые данные о возрасте галогенных отложений Тувы (Девон). Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Л е в ч е н к о В. М. О растворимости сульфата кальция. Гидрохим. мат., 1950, 17.
- Л е о н т ь е в В. К., Л е о н т ь е в О. К. Основные черты геоморфологии Сивашской лагуны. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почв., геол. и геогр., 1956, № 2.
- Л е о н т ь е в О. К., Л е о н т ь е в В. К. К вопросу о генезисе и закономерностях развития лагунных побережий. Тр. Океаногр. ком., 1961, 11.
- Л е п е ш к о в И. Н. Калийные соли Волго-Эмбы и Прикарпатья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Л е п е ш к о в И. Н., Б а д а л е в а Н. В. О порядке кристаллизации солей при испарении воды Аральского моря. Докл. АН СССР, 1952, 83, № 4.
- Л е п е ш к о в И. Н., Ф р а д к и н а Х. Б. О процессе кристаллизации солей при испарении рассолов залива Кара-Богаз. В кн. Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1959.

- Л и б р о в и ч В. Л. 1. Литология ордовикских фосфоритонесных огложений Иркутского амфитеатра. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Л., 1957.
- Л и б р о в и ч В. Л. 2. Цикличность в среднеордовикских фосфатонесных огложениях южной части Сибирской платформы. В кн. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Сб. I. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1957.
- Л и т в и н е н к о В. А. К петрографической характеристике Яр-Бишкадакского соляного месторождения. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Л о б а н о в а В. В. К петрографии калийных месторождений Восточного Прикарпатя. Докл. АН СССР, 1949, 66, № 6.
- Л о б а н о в а В. В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатя. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- Л о б а н о в а В. В. Роль пирокластического материала в формировании соленосной толщи поднятия западного Азгира. Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
- Л у р ь е А. М. Особенности геологического строения и закономерности распределения свинцово-цинкового оруденения района Сумсарского месторождения. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин., наук. М., 1960.
- М а к а р о в С. З. Материалы по физико-химическому изучению соляных озер Кулундинской степи. Тр. Совета по изуч. производ. сил СССР. Сиб. сер., вып. 9. Кулундинская экспедиция, ч. 2. Л., 1935.
- М а к а р о в С. З., Е н и к е е в Д. С. Обезвоживание глауберовой соли соляными рассолами в условиях оз. Б. Мормышанского. Тр. Совета по изуч. производ. сил СССР, Сиб. сер., вып. 9. Кулундинская экспедиция, ч. 2. Л., 1935.
- М а н у й л о в а Н. С. К некоторым вопросам, касающимся генезиса медистых песчаников Джезказгана. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 4.
- М а с л о в В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 118, геол. сер. (№ 42).
- Материалы к изучению соляных месторождений и минеральных вод. Л., Госхимизд., 1955. (Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 30).
- М а х л а е в В. Г. К вопросу о породообразующем значении строматолитов в данково-лебедянских слоях. Докл. АН СССР, 1954, 99, № 1.
- М а х л а е в В. Г. Краткая характеристика данково-лебедянских слоев. (Всес. нефть. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 7).
- М а х л а е в В. Г. О разломоченных породах в данково-лебедянских слоях. Докл. АН СССР, 1957, 117, № 2.
- М а х л а е в В. Г. Строматолиты как показатели подводных перерывов в накоплении осадков. Науч. докл. Высш. школы геол.-геогр. наук, 1958, № 3.
- М а х л а е в В. Г. Цикличность строения данково-лебедянских слоев в центральном девонском поле. Изв. Высш. уч. завед., геол. и разведка, 1959, № 10.
- М а х л а е в В. Г. Данково-лебедянские слои центральной части Русской платформы. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.-мин., наук. М., 1961.
- М е й д ж и с П. Распределение на земном шаре аридных и полуаридных гомотипов. В кн. Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М. Топогеохимическое исследование пермских огложений в Татарии. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М., Г е р а с и м о в а Е. Т. О распространенности флюорита в нижнеартинских огложениях Татарии и Чувашии. Докл. АН СССР, 1949, 66, № 2.
- М и х а л е н с к и й А. А. Гидрологический очерк Карабогаза. Зап. по гидрографии, 1932, № 3.
- М о р а ч е в с к и й Ю. В. О химическом составе соликамских соляных огложений. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, 1930, 4, вып. 2.
- М о р а ч е в с к и й Ю. В. Условия огложения осадков в Соликамском бассейне. Бюлл. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1940, № 6—7.
- М о р а ч е в с к и й Ю. В. и др. Очерки геохимии Верхнекамских соляных огложений. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1939, вып. 17.
- М о р а ч е в с к и й Ю. В. и др. О составе природной соли и озерной рапы. Тр. Центр. науч.-исслед. соляной лабор., 1940, вып. 3.
- Н и з а м е т д и н х о д ж а е в Н. И. Об осадочном генезисе свинцового оруденения в известняках гор Калкан-Ата. Изв. АН Узб. ССР, сер. геол., 1957, № 3.
- Н и к и ф о р о в а О. И. Новые данные по стратиграфии и палеографии ордовика и силура Сибирской платформы. Мат. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1955, вып. 7.
- Н и к о л а е в А. В. Общие итоги Кулундинской экспедиции 1931 г. Тр. Сов. по изуч. производ. сил СССР, Сибир. сер., вып. 8. Кулундинская экспедиция, ч. 1. Л., 1934.
- Н и к о л а е в А. В. К вопросу о речном сульфатном накоплении. Тр. Казах. базы АН СССР, 1936, вып. 3.
- Н и к о л а е в А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.

- Николаев А. В. Калий в природных водах и механизм диффузионного рассеяния элементов. Изв. Сект. физ.-хим. анализа АН СССР, 1949, 17.
- Николаев В. И. Несколько соображений и данных по вопросу о происхождении соликамских бессульфатных калиевых месторождений. Изв. Сект. физ.-хим. анализа АН СССР, 1935, 7.
- Николаев В. И., Блюмберг Я. Б. Пути кристаллизации солей из карабогазских рассолов в связи с вопросами прогноза гидрохимического режима Карабогазского залива. Тр. Ком. по компл. изуч. Каспийского моря, Карабогазский сектор, 1940, вып. 2.
- Николаев В. И., Кузнецов Д. И. 1. К познанию условий образования и природы астраханита. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1935, 7.
- Николаев В. И., Кузнецов Д. И. 2. Соляные озера дельты реки Волги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Николаев В. И., Буялов Н. И., Лепешков И. Н. К вопросам генезиса пермских соляных отложений. Изв. АН СССР, сер. хим., 1937, № 2.
- Нойнскый М. Э. Самарская лука. Геологическое исследование Тр. Об-ва естествоисп. при Казан. ун-те, 1913, 45, вып. 4—6.
- Овсянникова К. А. Окислительно-восстановительный потенциал и рН рапы и грязи Сакского озера. Гидрохим. мат., 1951, 19.
- Одицов М. М. К геологии медных и свинцовых руд нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра. Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 4.
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., Госгеолиздат 1951. (Мин. ресурсы зарубеж. стран, вып. 19).
- Осипова А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Осичкина Р. Г., Бергман А. Г. Соляные месторождения Южного Таджикистана. (Сообщ. 3). Соляные месторождения Кулябской группы. Тр. АН Тадж. ССР, 1958, 84.
- Осичкина Р. Г., Бергман А. Г. Соляные месторождения Южного Таджикистана. (Сообщ. 4). Соляные месторождения междуречья Таир-Су, Кызыл-Су и месторождения в районе р. Вахш. Тр. АН Тадж. ССР, 1958, 84.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1959. (Тектоника СССР, т. 4).
- Пельш А. Д. Динамика десульфатизационного процесса. Тр. Солян. лабор. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1937, вып. 14.
- Пельш А. Д. 1. Концентрированные магниезиальные рассолы бассейнового хозяйства в Кара-Богаз-Голе. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 24.
- Пельш А. Д. 2. Состав рапы и кристаллизация астраханита в заливе Кара-Богаз-Гол в 1943—1945 гг. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- Пельш Г. К., Вальяшко М. Г. Экспериментальное изучение процесса метаморфизации насыщенных растворов хлоридного типа. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 27.
- Первольф Ю. В. Илы и условия их образования в соляных озерах Крыма. Тр. Лаб. озеровед. АН СССР, 1953, 2.
- Перельман А. И. Известковые конкреции Каракумов и Кызылкумов. Докл. АН СССР, 1951, 78, № 5.
- Петров Н. П. Литология верхнеюрской соленосной формации юго-западного Гиссара. Тр. Ин-та геол. АН Уз. ССР, 1953, вып. 9.
- Писарчик Я. К. 1. Гипсы и ангидриты. В кн. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Писарчик Я. К. 2. Литология кембрийских отложений Иркутского амфитеатра (по данным глубокого бурения). ВСЕГЕИ, 1958.
- Пиштрак Р. М., Сытова В. А. О девонских и нижнепалеозойских отложениях западной части Московской синеклизы. В кн. К геологии Центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
- Попов В. М. О внутрифармационных конгломератах Джекказгана и характере оруденения в них. Докл. АН СССР, 1953, 91, № 4.
- Попов В. М. Явления диагенеза и эпигенеза в медистых песчаниках Донецкого бассейна. Изв. Кирг. фил. АН СССР, 1954, вып. 1 (11).
- Попов В. М. 1. О некоторых специфических особенностях геологии медистых песчаников Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, 1955, вып. 6.
- Попов В. М. 2. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, 1955, вып. 6.
- Попов В. М. Вопросы генезиса медистых песчаников Северной Киргизии и Центрального Казахстана. Изв. АН Кирг. ССР, 1956, вып. 2.
- Попов В. М. О периодичности меденакопления в геологической истории Земли. Тр. Фрунзен. политехи. ин-та, 1957, вып. 1.

- П о п о в В. М. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тяньшаня. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- П о п о в В. М. О ритмичности в осадконакоплении меденосных красноцветных свит. Изв. АН Кирг. ССР, сер. естеств. и техн. наук, 1960, 2, вып. 1.
- П о с о х о в Е. В. Соляные озера Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- П р е о б р а ж е н с к и й П. И. Соликамское калийное месторождение. Л., Госхимтехиздат, 1933.
- П р е о б р а ж е н с к и й П. И., П о л е н о в а Т. В. Соляные месторождения Ишимбаевского нефтеносного района. Бюлл. Всес. науч.-исслед. ин-та геологии, 1939, № 4—5.
- П у с т о в а л о в Л. В. Ратовкит верхнего Поволжья. (Литогенетический очерк месторождений). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Р а в и ч М. Г. Некоторые данные о влиянии грунта на состав рапы соляных озер. Тр. Крым. науч.-исслед. станции, 1927, вып. 2.
- Р а в и ч М. И. Поглощительная способность озерных илов. В кн. Соляные озера Крыма. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Р а в и ч М. И., К у з н е ц о в В. Т. Иловые отложения Крымских соляных озер. В кн. Соляные озера Крыма. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Р а д и щ е в В. П. Материалы по гидрохимии соляных озер Каспийского бассейна. 1. К гидрохимии озера Эльтон. 2. О Горьком озере. 3. К изучению Индерского озера. Работы Волжской биол. станции. 1930, 11, № 1.
- Р а з у м о в а В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя центрального и южного Казахстана. Изв. АН СССР, 1960, № 5.
- Р а з у м о в с к а я Е. Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения. Мат. по общей и прикл. геол., 1927, вып. 105.
- Р а з у м о в с к а я Е. Э. Описание соленосной толщи Соликамского месторождения. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 54.
- Р а з у м о в с к а я Е. Э. О характере распространения соленосных формаций в Сибири. Мат. Всес. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 8.
- Р а з у м о в с к а я Е. Э. Соляные породы. В кн. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Р а т е е в М. А. Распределение глинистых минералов в верхнежигитовских и нижнежигитовских отложениях Русской платформы. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Р а т е е в М. А. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадкообразования. В кн. Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Р а т е е в М. А., О с и п о в а А. И. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 1.
- Р е й н е к е В. И. Месторождение тенардита Узун-Су. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 129.
- Р о ж к о в а Е. В., Щ е р б а к О. В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 2.
- Р о н о в А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. (По данным объемного метода). Тр. Геофиз. ин-та, 1949, № 3 (130).
- Р о н о в А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы. В кн. Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1951. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4).
- Р о н о в А. Б., К о р з и н а Г. А. Фосфор в осадочных породах. Геохимия, 1960, № 8.
- Р о н о в А. Б., Х а и н В. Е. История осадконакопления в среднем и верхнем палеозое в связи с герцинским этапом развития земной коры. Сов. геол., 1957, сб. 8.
- Р ы к о в с к о в А. Е. Проблемы бесульфатности Соликамского калийного месторождения. Тр. Гл. геол.-развед. упр., 1932, вып. 43.
- С а в и ч В. Г. Физико-химическая характеристика водоемов и осадков Таманского полуострова. В кн. К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М., Гостоптехиздат, 1950.
- С а в и ч - З а б л о ц к и й К. Н., Л а н к и н И. Ю. О происхождении медистых песчаников Донецкого бассейна. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, вып. 1.
- С а п о ж н и к о в Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 93, сер. геол., (№ 28).
- С а п о ж н и к о в Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 132, геол. сер., (№ 53).
- С а п о ж н и к о в Д. Г. О стадиях осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, №2.
- С а т п а е в К. И. Некоторые методологические вопросы теории рудообразования на примере генезиса так называемых «медистых» песчаников гидротермального типа. В кн. Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1925.



- С а т п а е в а Т. А. К вопросу о метаморфизме месторождений медистых песчаников. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 2.
- С е р г е е в В. А. К геологии Карабогазской котловины. Вест. Ленингр. ун-та, на примере генезиса так называемых «медистых» песчаников гидротермального, 1948, № 6.
- С и д о р е н к о А. В. Два типа эоловых песков. Докл. АН СССР, 1949, 69, № 3.
- С и д о р е н к о А. В. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. Докл. АН СССР, 1950, 70, № 5.
- С и д о р е н к о А. В. 1. К вопросу об окремнении в пустынях Кара-Кум и Кызыл-Кум. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 3.
- С и д о р е н к о А. В. 2. Континентальные отложения восточных Каракумов и их происхождение. Докл. АН СССР, 1953, 92, № 3.
- С и д о р е н к о А. В. 1. Основные черты минералообразования в пустыне (на примере Кара-Кум). В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- С и д о р е н к о А. В. 2. Эоловая дифференциация вещества в пустыне. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1956, № 3.
- С и д о р е н к о А. В. Известковые накопления (каliche) в пустынях Мексики. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1958, № 1.
- С м е х о в Е. М. Сарысуйские купола. Докл. АН СССР, 1953, 92, № 6.
- С м и р н о в А. И. К вопросу о генезисе фосфоритов. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 4.
- С о л о в ь е в а Е. Ф. Определение упругости пара растворов водной взаимной системы  $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{MgCl}_2 \rightleftharpoons 2\text{NaCl} + \text{MgSO}_4$ . Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 27.
- С п и р о Н. С., Б о н ч - О с м о л о в с к а я К. С. Состав поглощенного комплекса глины для случаев равновесия с растворами типа морской воды. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1956, 86.
- С т р а х о в Н. М. Об одном типе битуминозных сланцев. Проблемы сов. геол., 1934, 3, № 8.
- С т р а х о в Н. М. О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях соленых лагунных водоемов. В кн. Материалы по литологии. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945.
- С т р а х о в Н. М. 1. Карбонаты в современных лагунах, водоемах и их значение для проблемы доломитобразования. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 4.
- С т р а х о в Н. М. 2. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Ч. 1. Стратиграфия и тектоника. М., 1947. (Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 5).
- С т р а х о в Н. М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3.
- С т р а х о в Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 6.
- С т р а х о в Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124, геол. сер., (№ 45).
- С т р а х о в Н. М. О некоторых методических ошибках в изучении химико-биологического осадкообразования и диагенеза. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, № 2.
- С т р а х о в Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 6.
- С т р а х о в Н. М., Б о р н е м а н - С т а р ы н к е в и ч И. Д. О стронци, боре и броне в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В кн. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- С т р а х о в Н. М., З а л м а н з о н Э. С. О содержании и формах органического вещества в осадках нижнепермской соленой лагуны Башкирского Приуралья. Докл. АН СССР, 1944, 45, № 8.
- С т р а х о в Н. М., О с и п о в С. С. Битуминозные породы р. Юрезани. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 1.
- С т р а х о в Н. М., Ц в е т к о в А. И. К вопросу о распространении магнезита в осадочных породах. Зап. Всер. мин. об-ва, 1944, 73, вып. 4.
- С т р а х о в Н. М., Ц в е т к о в А. И. О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях соленых лагунных водоемов. В кн. Материалы по литологии. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945. (Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 3).
- С т р а х о в Н. М., З а л м а н з о н Э. С., Г л а г о л ь е в а М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. (Опыт фациально-геохимического исследования). Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 23.
- С т р а х о в Н. М., З а л м а н з о н Э. С., С е н д е р о в а Р. Е. Железо, марганец, фосфор и некоторые малые элементы в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. Докл. АН СССР, 1944, 43, № 6.

- Телентюк Е. С. Гидрохимия озер Танатар и питающих их вод. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та, галургии, 1952, вып. 24.
- Теодорович Г. М. Литология карбонатных пород палеозоя Волго-Уральской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Тихвинский И. Н. Об эволюции солевого режима Ассельско-Сакмарского моря юга Татарии и прилегающих районов. Докл. АН СССР, 1955, 126, № 5.
- Тихвинский И. Н. 1. Стратиграфия и условия образования нижнепермских отложений на территории юга Татарии и прилегающих районов соседних областей. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Казань, 1959.
- Тихвинский И. Н. 2. Строение и условия образования нижнеказанских отложений Ульяновского Поволжья. Изв. Казан. фил. АН СССР, сер. геол., 1959, № 7.
- Тихвинский И. Н. Относительно возможности накопления сульфатных осадков в понижениях донного рельефа эпиконтинентальных морей. Докл. АН СССР, 1960, 130, № 6.
- Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М., Гостеолиздат, 1952.
- Тугаринов А. И. Изотопный состав свинца как один из возможных геохимических поисково-оценочных признаков. В кн. Геохимические поиски рудных месторождений СССР. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Тычино Я. И. Некоторые черты термического режима межкристалльной рапы. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, 1953, вып. 2.
- Тычино Я. И. Испарение с поверхности льда и снега на берегу озера Индер (Казахстан). Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1955, вып. 30.
- Тычино Я. И., Вальшко М. Г. Испарение с поверхности новосадки галита на озере Индер. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 24.
- Уразов Г. Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения. Тр. Гл. геол.-развед. упр., 1932, вып. 43.
- Фейгельсон И. Б. Гидрохимия озера Эльтон. В кн. Проблемы озера Эльтон, ч. 2. Л., 1939.
- Фейгельсон И. Б., Бефорт Е. И., Ларина А. П. О составе вод рек, питающих Эльтон, и их опресняющем влиянии на озеро. Тр. Центр. науч.-исслед. станции геохим. солей, 1936, вып. 1.
- Фивег М. П. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения. Докл. АН СССР, 1948, 61, № 6.
- Фивег М. П. О геологических особенностях формирования соляных толщ. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- Фивег М. П. О длительности накопления соляных толщ. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Фивег М. П. Об условиях формирования верхнекамской соленосной серии. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1955, вып. 30.
- Фивег М. П. 1. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3 и 4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Фивег М. П. 2. Типы солеродных бассейнов. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- Фивег М. П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Фивег М. П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1959, вып. 35.
- Фивег М. П. 1. Геологические условия формирования соленосных серий и калийных горизонтов. 1960.
- Фивег М. П. 2. Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распространения его членов. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Форш Н. Н. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Тр. Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 92.
- Фролова Е. К. Магнетит в нижнепермских отложениях Куйбышевского и Саратовского Заволжья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
- Хворова И. В. История развития средне- и верхнекамменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, 1953, 43, кн. 2.
- Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Хворова И. В. Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала. Изв. Выш. уч. завед., геол. и разведка, 1960, № 2.
- Ходьков А. Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
- Чудинов Н. К. К биохимической характеристике условий садки, диагенеза и

- вторичных изменений калийных пород. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1958.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. Сопещение по осадочным породам. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шашкин В. Л. К вопросу об источнике материала для образования осадочных месторождений. Тр. Ин-та геол. Кирг. фил. АН СССР, 1954, вып. 5.
- Шлезингер Н. А., Самгинская А. П. Окислительные и восстановительные процессы в Эльтонской грязи. Тр. Центр. науч.-исслед. станции геохим. солей, 1936, вып. 1.
- Шлезингер Н. А., Фейгельсон М. Б. К геохимии озера Эльтон. Тр. Центр. науч.-исслед. станции геохим. солей, 1936, вып. 1.
- Шнитников А. В. Общие черты циклических колебаний уровня озера и увлажненности территорий в связи с солнечной активностью. Бюлл. Ком. по исслед. солнца, 1949, № 3 и 4.
- Шнитников А. В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от климата. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, 1950, 1.
- Шнитников А. В. О внутривековых колебаниях уровня степных озер на юго-востоке Европейской части СССР. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, 1953, вып. 2.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. Зап. Геогр. об-ва, 1957, 16.
- Шухерт Ч. Палеографический атлас Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Щербак О. В. К вопросу о путях образования и накопления сульфидов свинца в природных условиях. Геохимия, 1957, № 8.
- Щербина В. Н. Генетические и возрастные типы месторождений гипса Казахской ССР. Изв. Казах. фил. АН СССР, сер. геол., 1945, № 4—5.
- Щербина В. Н. О генезисе мирабилита в соляных месторождениях северной Киргизии. Докл. АН СССР, 1949, 67, № 2.
- Щербина В. Н. Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Фрунзе, Изд-во Кирг. фил. АН СССР, 1952.
- Щербина В. Н. К вопросу об историко-географических условиях формирования гипсовых отложений. Тр. Ин-та геол. Кирг. фил. АН СССР, 1953, вып. 4.
- Щербина В. Н. 1. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН Кирг. ССР, 1956.
- Щербина В. Н. 2. Припятский соляной бассейн. Изв. АН БССР, сер. физ.-техн. наук, 1956, № 2.
- Щербина В. Н. Типы силвинитовых пород Припятского соленосного бассейна. Изв. АН БССР, сер. физ.-техн. наук, 1959, № 3.
- Щукарев С. А., Толмачева Т. А. Коллоидно-химическая теория соленых озер. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, 1930, 62, № 4.
- Эрохи Л. Л. Вязкость растворов системы  $\text{Na} - \text{K} \cdot (\text{Cl} - \text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 27.
- Эштейн В. В. О метаморфизации материковых минеральных озер. Гидрохим. мат., 1939, вып. 9; 1940, вып. 11.
- Юань Цзянь-ци. Типы соляных озер в бассейне Цайдам. Acta Geol. Sinica, 1959, 39, № 3.
- Яговкин И. С. Медистые песчаники и сланцы (мировые типы). Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 185.
- Яковлева М. Н. Экспериментальные исследования к вопросу накопления меди в осадочных породах. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 6.
- Яремская Е. А. Вещественный состав галопелитов. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Яремский Я. Я. К литологии окрестностей ст. Половинка Вост.-Сибирской жел. дороги. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1938, вып. 25.
- Яремский Я. Я. К вопросу о генезисе полигалита в месторождениях калийных солей. Докл. АН СССР, 1949, 66, № 6.
- Яремский Я. Я. 1. К вопросу генезиса полигалита в калийных месторождениях. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Яремский Я. Я. К минералогическому составу иловых отложений озера Индер. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1954, вып. 29.
- Яремский Я. Я. Петрография и генезис боратов Индера. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. док-ра геол.-мин. наук. Л., 1959.
- Vaillie A. Devonian system Williston Basin. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1955, 39, N 5.
- Varon G. Sur la synthèse de la dolomite application au phenomene de dolomitisation. Revue Inst. franç. du pétrole, 1960, 15, N 1.

- Baron G., Favre J. Etat actuel des recherches en direction de la synthèse de la dolomite. *Revue Inst. franç. du pétrole*, 1958, 13, N 7—8.
- Beyschlag F. Zur Frage der Entstehung des Kupferschiefers. *Zs. Deutsch. geol. Gesellsch.*, 1922, 72.
- Braitsch O. Über den Mineralbestand der wasserunlöslichen Rückstände von Salzen der Stassfurtserien im südlichen Leinetal. *Freiberger Forschungshefte, Reihe A*, 1959, N 123.
- Briggs L. Evaporite Facies. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1958, N 1.
- Brummer L. L. The geology of the Roan Antelope orebody. *Bull. Inst. Min. a. Metallurgy*, 1955, N 580.
- Bundy W. M. Petrology of gypsum-anhydrite deposits in South-Western Indiana. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1956, N 3.
- Chillingar G. V. Relationship between Ca/Mg ratio and geological age. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1956, N 9.
- Correns K. W. The geochemistry of the halogens. In: *Physics and chemistry of the Earth*. London, 1956.
- Daly R. A. The limeless ocean of Precambrian time. *Amer. Journ. Sci.*, 1907, N 133.
- Daly R. A. First calcareous fossils and evolution of limestone. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1909, 20.
- Davis G. R. The origin of the Roan Antelope copper deposits of Northern Rhodesia. *Econ. Geol.*, 1954, 49, N 6.
- Dellwig L. F. Origin of the Salina Salt of Michigan. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1955, 25, N 2.
- Eisenhut K. H., Kautsch E. *Handbuch für den Kupferschieferbergbau*. Leipzig, 1954.
- Finch I. W. Sedimentary metalliferous deposits of the red beds. *Trans. Amer. Inst. Min. a. Metallurgy*, 1928, 76.
- Finch I. W. Sedimentary copper deposits in the Western states. In: *Copper resources of the world*, v. I. Washington, 1935.
- Fischer R. P. Sedimentary deposits of copper, vanadium — uranium and silver in Southwestern United States. *Econ. Geol.*, 1937, 32.
- Gale H. Late development of magnesite deposits in California and Nevada. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1914, N 540.
- Garlick W. G. Reflections on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia. *Bull. Inst. Min. a. Metallurgy*, 1953, N 564.
- Gillitzer G. Durch welche Bedingungen oder Einflüsse sind Metalleanreicherungen im mitteldeutschen Kupferschiefer gebildet worden? *Metall u. Erz.*, 1935, 32.
- Grabau A. W. *Principles of salt deposition*. 1920.
- Heide F., Thiele A. Zur Geochemie des Bors. *Chemie d. Erde*, 1958, 29, H. 4.
- Herrman A. G. Die Bedeutung der Spuren-Elementenanalyse für salzlagerstättenkundliche Untersuchungen. *Freiberger Forschungshefte, Reihe A*, 1959, N 123.
- Herrman A. G. Geochemische Untersuchungen an Kalisalzlagertstätten im Südharz. *Freiberger Forschungshefte*, 1958, N 43.
- Hoffman W. Erzführung und Erzverteilung des Mansfelder Kupferschiefer und hieraus sich ergebenden mineralbildenden und umbildenden Vorgänge im Kupferschiefer. Halle (Saale), 1924.
- Kaufmann D. W., Slawson C. B. Ripple-marcks in rock salt of the Salina formation. *Journ. Geol.*, 1950, N 1.
- Kautsch E. Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer. *Archiv f. Lagerstättenforschung*, 1942, H. 74.
- Kelvey V. E., Swanson R. W., Sheldon R. P. The Permian phosphorite deposits of Western United States. Dans: *Compte Rendu du XIX session du Congrès géologique international*. Alger, 1952.
- Klähn H. Die Genese lakuster Dolomite und Kieselscheidungen und ihre Übertragung auf die Entstehung mariner Dolomite und Kieselscheidungen. *N. J. f. Min., Geol. u. Paleontol.*, 1928, Beil.-Bd. 61.
- Krumbein W. G. Occurrence and lithological association of evaporites of United States. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1951, N 1.
- Kühn R. Tiefenberechnung des Zechsteimeeres nach dem Bromgehalt der Salze. *Zs. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, 1955, 105, Th. 4.
- Longwell C. Geology of the Muddy Mountains, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1928, N 798.
- Lotze F. Steinsalz und Kalisalze. *Geologie*. Berlin, 1938. (2-е изд. 1957).
- Marr Ul. Die Bildung des Stassfurt-Flözes unter Berücksichtigung geochemischer Untersuchungen (III). *Freiberger Forschungshefte, Reihe A*, 1959, N 123.
- Marris R. C., Dickey P. A. Modern evaporite deposition in Peru. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1957, 41, N 11.
- Mennig J. I., Vatan A. Repartition des dolomites dans les diantens des Ardennes. *Revue Inst. franç. du pétrole*, 1959, 14, N 4—5.
- Pompecky I. W. Kupferschiefer und Kupferschiefermeer. *Zs. d. Deutsch. geol. Gesellsch.*, 1921, 73.

- Relation entre mode de gisements et propriétés physicochimiques des dolomites. Revue Inst. franc. du pétrole, 1959, 14, N 4—5.
- Richter G. Geologische Gesetzmässigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers. Archiv f. Lagerstättenforschung, 1941, H. 73.
- Richter-Bernburg G. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Zs. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 1953, 105, H. 4.
- Richter-Bernburg G. 2. Über sedimentary Sedimentation. Zs. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 1953, 105, H. 4.
- Schneiderhöhn H. Chalkografische Untersuchung des Mansfelden Kupferschiefers. N. J. f. Min., Geol. u. Paleontol., 1924, 47.
- Schüller A. The «Copper shale» of Mansfeld, Germany. Acta Geol. Sinica, 1957, 57, N 4.
- Schüller A. I. Die Metallisation in Kupferschiefer und Dolomit des Unteren Zechsteins in den Bohrungen Spremberg 13E/57 und 3/54. Geologie, 1958, Jg. 7, H. 3—6.
- Schüller A. 2. Die Metallisation und Genese des Kupferschiefers von Mansfeld. Abhand. d. Deutsch. Akad. der Wissensch. zu Berlin, Kl. f. Chemie, 1958, N 6.
- Scruton P. C. Deposition of evaporites. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, 37, N 11.
- Singewald I. T. Corocoro copper district Bolivia. In: Copper resources of the World. V. 1. Washington, 1935.
- Sloss L. L. Signification of evaporites. Journ. Sedim. Petrol., 1953, 23, N 2.
- Stedtmann E. Evolution of limestone and dolomite. Journ. Geol., 1911.
- Trask P. Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments. Washington, 1937.
- Wagner W. Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. Zs. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 1953, 105, H. 4.
- Webb T. B. Geological history of plains of Western Canada. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1951, 35, N 11.
- White C. H. Notes on the origin of the Mansfeld copper deposits. Econ. Geol., 1942, 37,

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                       |   |
|-----------------------|---|
| Предисловие . . . . . | 3 |
|-----------------------|---|

### Часть первая

#### НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП АРИДНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И ЕГО ОСОБЕННОСТИ В СОВРЕМЕННУЮ И В ДРЕВНИЕ ЭПОХИ

|   |     |
|---|-----|
| Глава I. Терригенная седиментация на площади аридных зон и ее особенности . . . . .   | 5   |
| 1. Общая характеристика терригенных аридных отложений. 2. Гранулометрия и минералогический состав терригенных пород аридного класса. 3. Эоловые отложения аридных зон и особенности их состава. 4. Вторичное засоление терригенных отложений. 5. Фациальные типы терригенных аридных формаций. 6. О специфике терригенного пороодообразования начального этапа аридного литогенеза.   |     |
| Глава II. Накопления $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ , их генезис и размещение в аридных областях . . . . .   | 23  |
| 1. Критерии для выделения осадочных руд $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ и их примеры, приуроченность к аридным областям. 2. Историко-геологическая обстановка возникновения меденосных толщ; их петрографический состав и строение. 3. Фациальные типы и вещественный состав рудных накоплений меди. 4. Фациальные типы и вещественный состав свинцово-цинковых рудных накоплений. 5. Соотношения в пространстве и во времени между концентрациями $\text{Cu}$ и $\text{Pb} + \text{Zn}$ . 6. Генезис месторождений $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ в отложениях аридных областей. 7. О гомологичности и различиях рудных триад $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ и $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Zn}$ .   |     |
| Глава III. Особенности накопления $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$ в слабо-минерализованных водоемах аридных зон. . . . .  | 85  |
| 1. Усиление фосфатонакопления в водоемах аридных зон; палеогеография фосфатных бассейнов; петрографические типы фосфоритов. 2. О механизме образования фосфоритовых месторождений аридных зон. 3. Усиление процессов осаждения $\text{CaCO}_3$ в водоемах аридных зон и его причины; морфологические типы кальцита в осадках. 4. Распределение $\text{CaCO}_3$ в современных водоемах аридных зон. 5. Накопление доломита в озерах аридных областей. 6. Накопление доломита и магнезиальных силикатов в морских водоемах. 7. Принципиальные схемы образования доломитовых пород и их разбор. 8. Механизм образования доломитов. 9. О происхождении магнезиальных силикатов и их ассоциации с доломитом. 10. О карбонатных и терригенно-карбонатных формациях аридных зон. |     |
| Глава IV. Накопление органического вещества в аридных зонах . . . . .   | 137 |
| 1. Общие замечания. 2. Бентогенные горючие сланцы в отложениях аридных областей. 3. Планктоногенные горючие сланцы аридных областей. 4. Накопление горючих сланцев и соленость аридных морских водоемов. 5. Главнейшие особенности аридного литогенеза на начальной ступени его развития.   |     |

Часть вторая

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Глава I. Типы современных соляных водоемов и их осадки . . . . . 150

1. Морфологические типы озер континентального происхождения. 2. Морфология современных осолоняющихся водоемов морского генезиса. 3. Периодические колебания размеров и очертаний осолоненных водоемов.
4. Гидрологические типы осолоняющихся водоемов. 5. Гидрохимические типы соляных водоемов и их особенности. 6. О некоторых приемах графического исследования состава воды соляных бассейнов. 7. Физические и физико-химические особенности рапы соляных водоемов сравнительно с водой бассейнов малой минерализации. 8. Окислительно-восстановительные условия в рапе соляных водоемов. 9. Органическое население и его влияние на геохимию осолоняющихся водоемов. 10. Осадкообразование на средних и высоких ступенях осолонения современных водоемов. 11. Размещение галогенных отложений внутри современных солеродных водоемов. 12. Соляной осадок, как физико-химическая система.

Глава II. Физико-химический механизм современного галогенного осадкообразования . . . . . 210

1. Законы образования твердых фаз легко растворимых солей по экспериментальным данным. 2. Годичные гидрохимические циклы соляных водоемов и их отражение в галогенных осадках. 3. Метаморфизация рапы и ее отражение в галогенном осадкообразовании. 4. Стадийность галогенного минералообразования в современных водоемах, и факторы, его обуславливающие. 5. О специфике минералообразования в «сухих» озерах. 6. Соотношения между твердыми фазами легко растворимых солей и твердыми фазами трудно растворимых соединений. 7. Минералообразование, связанное с подтоком в осадок грунтовых вод, питающих озера. 8. Перекристаллизация и литификация галогенных осадков в ходе галогенеза. 9. Общая физико-химическая схема современного галогенеза.

Глава III. Геологические условия формирования озер разного гидрохимического типа; генетические соотношения между ними . . . . . 262

1. Условия образования содовых озер. 2. Происхождение озер сульфатного класса. 3. Хлоридные озера и их генезис. 4. О некоторых деталях влияния водосборных площадей на состав галогенных озерных отложений. 5. О размещении континентальных галогенных отложений внутри аридных областей.

Часть третья

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГАЛОГЕНЕЗА ПОСЛЕАЛЬГОНСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Глава I. Фациальные аналоги современных отложений среди древних галогенных формаций . . . . . 272

I. Принципы выделения и классификация галогенных формаций . . . . . 272

II. Галогенные формации континентального типа . . . . . 276

1. Общие замечания. 2. Миоценовые галогенные формации межгорных котловин Тянь-Шаня и их генезис. 3. К вопросу о континентальных галогенных формациях содового и хлоридного типов. 4. О причинах малой распространенности континентальных галогенных формаций. Условия их калиенности.

III. Галогенные формации лагунного типа, их состав и условия образования 284

1. Верхоленская формация  $Ст_3$  и ее аналоги на Сибирской платформе.
2. Лагунная формация  $D_3^1$  Главного девонского поля. 3. Некоторые историко-геологические сопоставления.

|   |     |
|---|-----|
| IV. Галогенные формации, возникшие в крупных заливах закрытого типа   | 291 |
| 1. Раннеживетская галогенная формация на территории Московской синеклизы. 2. Галогенная формация, возникшая в солеродном Мичиганском заливе верхнего силура в Сев. Америке. 3. Миоценовая галогенная формация Предкарпатского прогиба. 4. Галогенные формации Рейнского грабена. 5. Другие аналоги заливных формаций.   |     |
| V. Об аналогии типов древнего и современного галогенеза и некоторых относящихся сюда закономерностях  | 322 |
| <b>Г л а в а II.</b> Галогенные формации краевых частей открытых эпиконтинентальных морей и их особенности  | 325 |
| I. Галогенные отложения нижнего и среднего триаса Германии  | 325 |
| II. Сульфатно-карбонатная формация $D_3^2$ Московской синеклизы и условия ее образования  | 330 |
| 1. Общая палеогеография верхнефаменского времени. 2. Петрографические типы и строение данково-лебедянских отложений Московской синеклизы. 3. Петрографические типы гипсовых отложений и условия их возникновение. 4. О характере связи бассейна Московской синеклизы с открытыми частями моря $D_2^2$   | 330 |
| III. Нижнекембрийская галогенная формация Сибирской платформы и условия ее образования  | 345 |
| 1. Место галогенной формации среди отложений $St_1$ Сибирской платформы. 2. Начальные моменты нижнекембрийской истории Сибирской платформы и подготовка условий галогенного пороодообразования. 3. Общее строение галогенной формации; усольский комплекс, его состав и условия образования. 4. Вельский и ангарский макроциклы нижнекембрийской галогенной формации. 5. Об историко-геологическом типе нижнекембрийской галогенной формации Сибирской платформы. |     |
| IV. Среднедевонская калиеносная формация Эльк-Пойнт в Северной Америке и ее генезис   | 361 |
| V. Общие закономерности возникновения и строения краевых галогенных формаций и условия их образования   | 365 |
| VI. О возможностях возникновения и накопления галогенных пород в пелагических областях открытого моря   | 368 |
| <b>Г л а в а III.</b> Формации внутриконтинентальных солеродных морских водоемов и их особенности   | 370 |
| I. Нижнепермские галогенные формации Русской платформы и Предуральского прогиба   | 370 |
| 1. Общая обстановка галогенеза. 2. Известково-доломитовая формация. 3. Сульфатно-доломитовая формация, ее состав и специфика. 4. Кунгурская калийно-галититовая формация. 5. Общая эволюция нижнепермского галогенного осадконакопления на Русской платформе и в Предуральском прогибе  |     |
| II. Верхнепермские галогенные формации Европы   | 393 |
| 1. Общая обстановка галогенеза. 2. Галогенные формации цехштейна Зап. Европы. 3. Верхнепермские формации Русской платформы. 4. Особенности цехштейнового галогенеза сравнительно с казанским.   |     |
| <b>Г л а в а IV.</b> Закономерности морфологии, гидрологии и распределения отложений в древних морских солеродных водоемах; их отражение в строении галогенных формаций   | 409 |
| 1. Морфолого-тектонические типы солеродных морских водоемов и соотношения между ними. 2. Распределение отложений на площади солерод-  |     |



ного водоема; его отражение в строении галогенных формаций. 3. Полнота развития галогенного процесса; соотношения мощностей разных солей в галогенных формациях и факторы, их определяющие. 4. Циклическое сложение галогенных формаций и механизм, его определяющий. 5. Об абсолютных скоростях накопления галогенных формаций и связи их с тектоническим режимом.

|   |     |
|---|-----|
| Глава V. Закономерности вещественного состава и генезиса пород, слагающих галогенные формации. . . . .  | 426 |
| I. О коренных различиях вещественного состава внутриконтинентальных и морских галогенных формаций . . . . .   | 426 |
| II. Макрокомпоненты морских аридных формаций и их генезис . . . . .   | 429 |
| 1. Карбонатные породы галогенных формаций. 2. Сульфатные породы — гипсы и ангидриты — и их генезис. 3. Галититы, их состав, строение и условия образования. 4. Калийные породы, их вещественный состав и распространение. 5. О палеогеографических условиях формирования калийных солей. 6. О механизме, вызвавшем возникновение сульфатной и хлоридной ветвей калийных пород. 7. О роли диагенеза в формировании минерального состава калийных накоплений. 8. Терригенно-аутигенные соляные породы и особенности их вещественного состава. 9. О некоторых специфических случаях влияния речных вод, поступающих в солеродный водоем. 10. О законе, определяющем размещение пород внутри морских галогенных формаций. |     |
| III. Микрокомпоненты в составе морских галогенных формаций . . . . .  | 472 |
| 1. Распределение и накопление стронция. 2. Распределение галогенов — фтора, брома, йода. 3. Распределение бора. 4. Распределение Fe, Mn, P и некоторых малых элементов. 5. Общая схема распределения и накопления микроэлементов в галогенных породах. 6. Органическое вещество в галогенных отложениях и его влияние на формы нахождения в солях некоторых элементов.  |     |
| IV. Общая схема морского галогенеза . . . . .   | 493 |
| 1. Циклограмма морских галогенных пород. 2. О физико-химическом механизме образования галогенных пород.   |     |
| Глава VI. Размещение галогенных формаций внутри аридных зон. Развитие галогенеза в истории Земли. . . . .   | 500 |
| 1. Климатическая локализация галогенных формаций внутри аридных областей. 2. Тектоническое размещение галогенных формаций внутри аридных областей. 3. О механизме, контролировавшем размещение галогенных формаций на поверхности Земли. 4. Стратиграфическое распределение галогенных пород и формаций. 5. О механизме, контролировавшем историческое развитие галогенеза. 6. Об особенностях развития галогенеза сравнительно с породообразованием в гумидных зонах.  |     |
| Л и т е р а т у р а . . . . .   | 532 |

*Николай Михайлович Страхов*

**Основы теории литогенеза**

**том III**

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом  
Академии наук СССР*

Редактор издательства *Г. И. Носов*

Художник *Г. К. Митрохин*

Контрольный редактор I-III томов *С. Т. Попова*

Технические редакторы *Г. Н. Шевченко* и *Г. С. Симкина*

РИСО АН СССР № 11-31В. Сдано в набор 30/VI 1962 г.

Подписано к печати 26/IX 1962 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>.

Печ. л. 34,5+7 вкл. Усл. печ. л. 47,26+7 вкл. Уч. изд. л. 48,2 (46,8+1,4 вкл.)

Тираж 7000 экз. Т-11334 Изд. № 702. Тип. зак. № 904

*Цена 3 руб. 55 коп.*

Издательство Академии наук СССР.

Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР.

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Исправления и опечатки

| Стр. | Строка | Напечатано        | Должно быть                     |
|------|--------|-------------------|---------------------------------|
| 39   | 18 сн. | геохимические     | геохимически                    |
| 46   | 13 св. | Sp                | P                               |
| 62   | 14 сн. | (верхний...       | + (верхний...                   |
| 79   | 24 св. | Rate              | Rote                            |
| 83   | 29 св. | сделал            | делал                           |
| 123  | 3 св.  | 38—42%            | 32—42‰                          |
| 148  | 17 св. | котлованах        | котловинах                      |
| 169  | 21 св. | NaSO <sub>4</sub> | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> |
| 238  | 9 сн.  | осадка            | садка                           |
| 291  | 16 св. | галогенных        | лагунных                        |
| 389  | 31 св. | солью             | соли                            |
| 501  | 2 сн.  | средней перми     | среднего девона                 |
| 505  | 2 сн.  | среднего девона   | средней перми                   |

Страхов, том III