

# ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

1



ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ  
И ПЕДАГОГИЧЕСКОГО  
УЧЕБНО-НАУЧНОГО ЦЕНТРА  
ОБРАЗОВАНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Том I



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1977

УДК 533.631

В первом томе сборника рассматриваются закономерности пространственного и возрастного размещения соленосных серий и палеогеографические проблемы соленакопления, физико-химические проблемы галогенеза и подземные воды соленосных бассейнов. Раскрываются перспективы развития сырьевой базы промышленности калийных удобрений и соляной промышленности СССР. Излагаются новейшие данные по геологии, условиям образования и полезным ископаемым современных, неогеновых и мезозойских соленосных отложений.

Сборник является наиболее полной сводкой по соленосным сериям, развитым на территории СССР, и представляет интерес для широкого круга геологов, литологов и геохимиков.

Редакционная коллегия

*М. Г. Валяшко, А. С. Зверев, А. А. Иванов, А. В. Николаев,  
А. С. Соколов, И. Н. Тихвинский, Г. А. Мерзляков, В. В. Благовидов*

Ответственные редакторы: *А. Л. Яншин, М. А. Жарков*

П  $\frac{20801-775}{055(02)-77}$  266-76

© Издательство «Наука», 1977.

Настоящий сборник составлен на основе материалов Всесоюзного совещания, проведенного с 3 по 6 июня 1974 г. в Новосибирске на тему: «Физико-химические и палеогеографические проблемы соленакопления и формирования месторождений калийных солей». На совещании обсуждались следующие проблемы: 1) палеогеографические условия образования солеродных бассейнов и формирования залежей калийных солей; 2) физико-химические условия формирования соленосных отложений, в том числе калийных солей; 3) закономерности пространственного и возрастного размещения соляных толщ и приуроченных к ним горизонтов калийных солей на территории СССР; 4) эволюция соленакопления в геологической истории; 5) типы месторождений калийных солей, особенности их строения и минералогического состава; 6) нефтегазоносность бассейнов древнего соленакопления; 7) соленосные бассейны и месторождения калийных солей зарубежных стран; 8) подземные воды соленосных бассейнов.

Были подведены итоги изучения всех регионов соленакопления на территории Советского Союза, дана оценка перспектив поисков в их пределах месторождений калийных солей, нефти, газа и других полезных ископаемых, определено направление дальнейших научно-исследовательских, поисковых и разведочных работ по изучению и освоению минеральных богатств соленосных бассейнов. Были подведены также итоги научных исследований в области познания палеогеографических и физико-химических условий соленакопления.

Основное содержание докладов и выступлений излагается в двух томах сборника.

Открывается сборник статьей академика А. Л. Яншина «Основные проблемы соленакопления», суммирующей наиболее важные проблемы галогенеза, решению которых необходимо уделить главное внимание при дальнейших исследованиях. Сборник подразделяется на 12 частей: I том содержит 7, а II — 5 частей.

Первые три части I тома освещают закономерности пространственного и возрастного размещения соленосных серий и палеогеографические проблемы соленакопления (первая часть); физико-химические проблемы галогенеза (вторая часть); подземные воды соленосных бассейнов (третья). Следующие семь частей (четыре — в I томе и три — во II) содержат материалы по регионам соленакопления Советского Союза. Эти материалы сгруппированы следующим образом. В самостоятельную четвертую часть объединены статьи, в которых излагаются данные о перспективах развития сырьевой базы промышленности калийных

удобрений и соляной промышленности СССР. Остальные части посвящены характеристике современного соленакопления на территории СССР (пятая), геологии, условиям образования и полезным ископаемым неогеновых (шестая), мезозойских (седьмая), пермских (восьмая), девонских (девятая) и кембрийских (десятая часть) соленосных отложений. Две последние части сборника включают статьи, посвященные соленосным бассейнам и месторождениям калийных солей зарубежных стран, соляной тектонике и нефтегазоносности бассейнов древнего соленакопления.

В целом сборник весьма полно отражает итоги и задачи изучения соленосных отложений и связанных с ними полезных ископаемых. В нем приведены новейшие материалы по геологии и условиям образования соленосных толщ всех регионов соленакопления Советского Союза. Сборник дает ясное представление о достижениях в познании проблем палеогеографических и физико-химических условий солеобразования, типизации соленосных формаций, закономерностей пространственного размещения и возрастного положения соленосных серий, условий формирования месторождений калийных солей, а также эволюции соленакопления в геологической истории.

Ряд статей сборника имеет остро дискуссионный характер, а в некоторых ошибочно излагаются основные представления об условиях образования соленосных отложений. Эти статьи сопровождаются примечаниями редколлегии. Они публикуются в сборнике для того, чтобы читатели находились в курсе спорных проблем соленакопления и сами могли судить о научной обоснованности тех или иных выводов.

---

---

А. Л. ЯНШИН

## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Каменная соль, как и местами тесно связанные с нею разнообразные калийные соли, встречается на территории нашей страны в отложениях почти всех геологических систем, особенно кембрийской, девонской, пермской, юрской и неогеновой.

Громадный кембрийский солеродный бассейн занимает почти всю территорию Сибирской платформы от Енисейского кряжа на западе до правобережья Лены на востоке. С юга он ограничен хребтом Восточного Саяна, а на север простирается до Норильска. Мощность соленосных отложений в бассейне достигает 3 км. Площадь его приближается к 2 млн. км<sup>2</sup>, а масса накопившейся в нем каменной соли, по современным оценкам, составляет не менее  $5,85 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup>.

Залежи средне- и верхнедевонских солей обнаружены под Москвой (Морсовский бассейн), в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах, в ряде мест Сибирской платформы (на севере — Норильский и Нордвик-Хатангский бассейны, в центре — Кемпендяйский), на юге Казахстана (Чу-Сарысуйский бассейн) и на крайнем юге Тувы.

Пермские бассейны соленакопления по площади мало уступают кембрийским. Они тянутся вдоль всего западного подножия Урала и расширяются в пределах Западного Казахстана и Нижнего Поволжья, образуя огромный бассейн Прикаспийской низменности. Кроме того, пермские соли распространены в Днепровско-Донецкой впадине и на юге Казахстана (Чу-Сарысуйский бассейн). В двух последних случаях они залегают выше девонских солей.

Верхнеюрские и местами нижнемеловые соленосные отложения развиты на равнинах Средней Азии — от подножия Гиссарского хребта и других отрогов Тянь-Шаня до восточной Туркмении, причем в ряде районов Таджикистана они выходят на поверхность, образуя соляные горы, из которых с доисторических времен добывают соль. Месторождения юрских солей расположены также в ряде районов Предкавказья.

Небольшие неогеновые соленосные бассейны протянулись цепочкой у подножия Карпат, обнаружены они и в Закарпатье (Солотвино), а в Восточном Тянь-Шане крупные линзы солей континентального происхождения встречаются среди неогеновых осадков межгорных и предгорных впадин.

Современное осаждение солей происходит в огромном заливе Каспийского моря Кара-Богаз-Голе, в Сиваше (в Крыму) и в тысячах соленых озер, разбросанных на территории Предкавказья, Средней Азии, Казахстана и юга Сибири.

На Руси в старину соль получали, выпаривая ее из рассолов, которые выходят на поверхность почти всюду, где на глубине есть каменная соль. Позднее началась добыча соли в крупных самосадочных озерах Нижнего Поволжья и западных областей Казахстана (Эльтон, Баскунчак, Индер, Джаксы-Клыч). В настоящее время основная масса соли, служащей не только пищевым продуктом, но и сырьем для ряда химических производств, добывается путем подземной разработки месторождений различного геологического возраста.

После Великой Октябрьской революции в нашей стране была создана мощная промышленность калийных удобрений. Девонские калийные соли добываются на юге Белоруссии, пермские — в Соликамске и Березниках, миоценовые — у подножия Карпат. Подготовлены к освоению месторождения юрских калийных солей на юго-западе Узбекистана и юго-востоке Туркмении.

Ученые много сделали для изучения минералогии и петрографии соленосных толщ, выяснения условий их образования, закономерностей строения и распространения.

В середине XVIII в. основоположник отечественной науки академик М. В. Ломоносов в «Слове о рождении металлов от трясения Земли», ссылаясь на сохранение в каменной соли остатков древних морских животных, доказывающих ее отложение из соленой морской воды, пришел к правильному заключению, что соляные залежи образовались в результате «выварки», т. е. выпаривания, подобно тому, как соль получается на солеварнях, причем «тем больше и тверже, чем больше рассолу и долговременнее выварка бывает».

В конце XVIII — начале XIX в. был собран богатый описательный материал о самосадочных озерах, соляных источниках и выходах каменной соли на дневную поверхность. П. С. Палласом была высказана смелая гипотеза о том, что обилие соляных озер в казахстанских степях объясняется множеством стад скота, испарение мочи которого и приводит к выпадению солей. Во второй половине XIX в. были проведены первые исследования Кара-Богаз-Гола, разведаны многие самосадочные озера и месторождения каменной соли. В начале XX в. академиком Н. С. Курнаковым и его учениками были выполнены работы по изучению солнечного испарения морской воды, ее концентрации, необходимости осаждения и состава разных эвапоритов. Эти работы явились продолжением классических исследований Вант-Гоффа, проведенных в Германии в конце прошлого века.

Бурное развитие самых разнообразных работ по изучению процесса соленакпления началось в тесной связи с индустриализацией нашей страны после Великой Октябрьской революции. Исследованию этого процесса в самосадочных озерах с различным составом рапы были посвящены многочисленные работы академика А. В. Николаева и созданной им школы. Открытие и разведка многих месторождений калийных солей, а затем ввод некоторых из них в эксплуатацию дали богатый материал для работ по петрографии и минералогии соленосных толщ, а также для выяснения палеогеографических и физико-химических условий их образования. Появились фундаментальные исследования по соляной тектонике, выполненные Ю. А. Косыгиным, В. С. Журавлевым и др. Крупные школы геологов-солевиков сложились в Ленинграде — во Всесоюзном институте галургии (Я. Я. Яржемский, М. П. Фивег, А. И. Дзенс-Литовский и др.) и ВСЕГЕИ (А. А. Иванов, М. Л. Воронова, С. М. Кореневский и др.). В Московском государственном университете выдающиеся исследования условий современного и древнего соленакпления, в частности, образования калийных месторождений, провел М. Г. Валяшко. Многочисленные месторождения солей Средней Азии детально изучались в Ташкенте Н. П. Петровым и во

Фрунзе В. Н. Щербиной. За последние 10—15 лет интересные исследования, освещающие те или иные вопросы соленакопления на примерах детального изучения отдельных солеродных бассейнов, начали производиться сотрудниками геологических учреждений Минска, Львова, Ростова-на-Дону, Волгограда, Казани, Перми, Алма-Аты, Ташкента, Ашхабада, Душанбе, Новосибирска, Красноярска и Иркутска. Таким образом, фронт работ по исследованию условий галогенеза очень расширился, в результате чего было получено много новых важных в теоретическом и практическом отношении выводов.

Геологами нашей страны предложены самые оригинальные гипотезы солообразования. Кроме упомянутой выше гипотезы образования осадочных озер Казахстана за счет испарения соленой мочи домашнего скота, к ним относятся гипотезы формирования залежей каменной и калийных солей путем замещения карбонатных пород хлоридными и сульфатными гидротермальными рассолами (Н. А. Кудрявцев) и гипотеза образования мощных толщ солей из высокоминерализованных глубинных горячих вод (см. ст. В. И. Созанского в наст. сб.).

Среди разнообразных проблем галогенеза большое внимание уделяется выяснению физико-химических и палеогеографических условий соленакопления. Необходимость широкого обсуждения этих проблем диктуется, по крайней мере, тремя обстоятельствами. Во-первых, именно по этим вопросам накоплено много новых фактических данных, которые еще не полностью обобщены и часто противоречат представлениям, изложенным в университетских учебных курсах. Во-вторых, разработано много новых методов изучения как вещественного состава осадочных горных пород, так и их естественных ассоциаций. В числе последних особенное внимание следует обратить на метод формационного анализа, который для изучения и классификации соленосных толщ стал применяться в СССР и США только на протяжении последних 15—20 лет, а в других странах еще не получил развития. В-третьих, коренным образом изменились методологические установки в области исследования процессов седиментогенеза. На последнем обстоятельстве следует остановиться более подробно.

На заре создания геологии как самостоятельной науки в начале прошлого века господствовали представления о чередовании в истории Земли периодов почти полного покоя и кратких эпох необычайно бурного проявления эндогенных процессов, когда извергались вулканы, поднимались горные хребты, менялись очертания материков и морей и уничтожалось все живое, создававшееся потом заново (после наступления покоя) в измененном и более совершенном виде новым божественным творческим актом. Эти представления нашли наиболее четкое выражение в 1816 г. в небольшой работе Ж. Кювье, а потом развивались и доводились до абсурда его учениками Альсидом д'Орбиньи, Л. Агассицем и др. Интересно, что во Франции они удерживались до конца 70-х годов. Вероятно, психологической основой этого явились бурные политические события французской истории XIX в.

В соседней Англии к началу XIX в. времена Кромвеля и Марии Стюарт были давно и основательно забыты. Политическая жизнь, как в любой капиталистической стране, была полна социальных противоречий, но развивалась эволюционно, без резких потрясений. Вероятно, это создало психологический фон для появления именно в Англии эволюционных учений сначала Ч. Ляйеля, а потом и Ч. Дарвина. Для нас важно первое из них.

В 1832 г. в Лондоне появилось первое издание двухтомной книги Ч. Ляйеля «Принципы геологии». На основании анализа огромного фактического материала, собранного им во время путешествий по разным странам, он отвергал теорию катастроф Ж. Кювье и утверждал, что наблюдаемые сейчас геологические процессы, суммируясь на про-



тяжении долгих времен истории Земли, могут объяснить все те явления и перемены, которые мы фиксируем, изучая разрезы горных пород.

Учение Ч. Ляйеля, получившее название актуализма или униформизма, для своего времени было чрезвычайно прогрессивным. Оно положило начало систематическому планомерному изучению современных геологических процессов, что дало и продолжает давать очень много для теоретических разработок во всех областях геологии. Оно позволило отказаться от привлечения неизвестных сил, приводивших ко всемирным катастрофам, и многократных божественных актов творения, подготовив тем самым почву для развития эволюционных теорий в биологии. Однако учение Ч. Ляйеля имело и свои методологические недостатки, отмеченные еще Ф. Энгельсом, но ставшие очевидными для широких масс советских геологов лишь сравнительно недавно. Ведь Ч. Ляйель не случайно озаглавил свою книгу «Принципы геологии». Он не только призывал изучать современные геологические процессы, но и утверждал их неизменность на протяжении всей истории Земли. Свой основной принцип он сформулировал следующими словами: «На земной поверхности и в земной коре всегда действовали только те силы, которые действуют сейчас, причем с той же интенсивностью, как в современную эпоху».

Это утверждение Ч. Ляйеля на 120 лет определило основное направление теоретических поисков в геологии. Конечно, можно найти неоднократно высказывавшиеся сомнения в его справедливости, однако необходимость полного отказа от принципа униформизма, необходимость признать и изучать изменчивость не только Лица Земли, но и самих геологических процессов, приводящих к этим изменениям, впервые была сформулирована в декабре 1952 г. в решениях I Всесоюзного литологического совещания. Только с этого времени, т. е. немногим более 20 лет назад, в самых разных областях наук о Земле, начали появляться исследования, посвященные выяснению эволюции тех или иных геологических процессов развития, в частности, процессов седиментации.

Существующие до сих пор и излагаемые в учебниках представления о палеогеографических условиях галогенеза складывались в эпоху безраздельного господства ляйелевского принципа униформизма.

Где в современную эпоху отлагается каменная соль и другие породы эвапоритовых формаций? Залежи их под дном некоторых глубоководных участков Мирового океана стали неожиданно обнаруживаться только на протяжении последнего десятилетия. До этого мы знали отложения солей лишь на дне внутриконтинентальных озер и морских лагун аридных зон земного шара. Классической солеродной лагуной, наиболее крупной по площади из всех современных, является залив Кара-Богаз-Гол, получающий воду из Каспийского моря по узкой протоке. Такой же лагуной являются Крымские Сиваши, отделенные от Азовского моря Арабатской стрелкой. Многочисленные солеродные лагуны небольших размеров расположены на берегах Мексиканского залива и на Тихоокеанском берегу Северной и Южной Америки. Есть они на берегах Красного моря, Персидского залива и на северном берегу Австралии.

Древние соленосные толщи, за очень редким исключением, тесно связаны с морскими отложениями, перекрываются, а нередко и расслаиваются ими. Поэтому рассматривать соленосные толщи как осадки внутриконтинентальных водоемов аридной зоны было невозможно и, следуя принципу актуализма, их стали считать осадками морских или океанических лагун. Именно на постулате морфологического сходства древних солеродных бассейнов с современными лагунами построена известная баровая гипотеза соленакопления, предложенная в 1877 г. К. Оксениусом и настолько прочно вошедшая в сознание геологов, что

на протяжении последующих 70 лет термины «соленосные отложения» и «лагунные отложения» во многих публикациях употреблялись как синонимы.

В 1940 г. Л. В. Пустовалов писал: «Значительные скопления галолитов возникают в результате физико-химического выпадения соответствующих солей из пересыщенных природных рассолов в обстановке либо замкнутых континентальных озер и реликтовых морей-озер, либо в обстановке морских краевых лагун, имеющих затрудненную связь с открытым морем». Далее он добавляет: «В ископаемом состоянии известны почти исключительно скопления галолитов лагунно-морского происхождения» (с. 323, 325).

В 1951 г. В. Крумбейн галогенные толщи Северной Америки по соотношению их в вертикальном разрезе с морскими и континентальными отложениями разделил на четыре типа, причем во всех типах сами галогенные толщи он считал по происхождению лагунными.

В 1958 г. Е. Э. Разумовская писала: «Первичные соленакопления распадаются на: 1) образовавшиеся в прибрежно-морских, лагунных условиях и 2) на солеобразования в континентальных условиях» (с. 356).

В 1961 г. Л. Б. Рухин полностью повторил взгляды В. Крумбейна и писал, что все древние соляные породы от гипсов до карналлитов и каинитов образовывались только в лагунах (с. 188—191).

В 1967 г. Н. В. Логвиненко писал, что «образование солей происходит в прибрежно-морских, лагунных условиях и на суше в бессточных озерах» (с. 189).

Между тем представление о лагунных условиях образования древних эвапоритовых формаций явно не соответствовало данным, накапливающимся по мере их геологического изучения.

Прежде всего бросалось в глаза несоответствие размеров площадей соленакопления. Площадь наиболее крупной современной солеродной лагуны Кара-Богаз-Гол составляла еще в 1930 г. 18000 км<sup>2</sup>, но к 1954 г., по данным А. И. Дзенс-Литовского, сократилась до 7000—8000 км<sup>2</sup>, в то время как площади многих солеродных бассейнов прошлого были на два порядка больше: пермские солеродные бассейны Восточной и Западной Европы достигали 700 000 км<sup>2</sup>, а кембрийские солеродные бассейны Сибирской платформы и Ирано-Пакистанского региона — даже 1,5—2 млн. км<sup>2</sup>. Такие солеродные бассейны уже по своим размерам не могут быть лагунными. К тому же это были бассейны, устойчиво существовавшие на протяжении многих миллионов, а иногда и десятков миллионов лет, в то время как лагуны, располагающиеся в зоне колебания береговой линии крупных морских водоемов, представляют собой эфемерные географические образования, которые обычно существуют немногие тысячи лет. На невозможность сохранения в силу этого обстоятельства в ископаемом состоянии сколько-нибудь значительных по мощности лагунных осадков впервые обратил внимание Д. В. Наливкин (1956). Позднее, в 1962 г., к этому же выводу пришел Н. М. Страхов.

Наконец, детальное изучение палеогеографии некоторых крупных солеродных бассейнов прошлого показало, что и характер их связей с водами Мирового океана был совершенно иным, чем у современных лагун. Обычно эти бассейны сообщались с океаном не через узкий пролив между двумя косами и не путем просачивания воды через песчаную пересыпь бара, а через широкую, но неглубокую отмель, получившую у германских геологов название «шельфа сутурации». Впервые это было установлено для цехштейнового бассейна еще в 20-х годах Е. Фульдой, потом в 1956 г. для ряда крупных солеродных бассейнов Европы было показано М. П. Фивегом, затем подтверждено для кембрийского солеродного бассейна Сибирской платформы М. А. Жарковым (1974), а для девонского солеродного бассейна Западной Канады — большой

группой работающих там геологов (Andrichuk, 1960; Bassett, Stout, 1967; Belyea, 1964; Kent, 1967). В последнем случае между солеродным бассейном и открытым морем были обнаружены возвышающиеся до 300 м над дном бассейна строматолитово-водорослевые рифы.

Таким образом, соленосные формации древних геологических эпох по палеогеографическим условиям своего образования, если не все, то в подавляющем своем большинстве, вовсе не являются лагунными, каковыми их считали многие десятилетия, а некоторые геологи считают и сейчас.

Этот коренной сдвиг представлений о палеогеографических условиях древнего соленакопления нашел свое отражение в геологической литературе последних 10—15 лет. Наряду с работами, в которых все соленосные отложения продолжают называться лагунными, начали появляться исследования, доказывающие значительное многообразие древних обстановок соленакопления, в том числе бывшее существование солеродных бассейнов, резко отличных от наблюдаемых в современную эпоху.

М. С. Швецов (1948) допускал образование крупных залежей ископаемых минеральных солей в усыхавших морских эпиконтинентальных бассейнах, располагавшихся в зонах аридного климата и периодически получавших сообщение с морями нормальной солености. Г. И. Теодорович (1958) добавил к этому, что соли могли отлагаться и в относительно глубоководных морских заливах (с. 317). Н. М. Страхов (1962), кроме континентальных и лагунных галогенных формаций, выделил еще галогенные формации, возникшие в крупных заливах закрытого типа, галогенные формации краевых частей открытых эпиконтинентальных морей и формации внутриконтинентальных солеродных морских водоемов. А. А. Иванов в своей последней монографии о галогенных формациях (Иванов, Воронова, 1972) выделяет те же палеогеографические типы формаций, что и Н. М. Страхов, т. е. также признает образование подавляющей части древних соленосных толщ не в бассейнах лагунного типа.

Однако следует признать, что если большинство исследователей за последние 10—15 лет отказалось от представления об образовании древних соленосных толщ в лагунах, то палеогеография бассейнов, в которых они накопились, до сих пор продолжает оставаться во многом неясной. Можем ли мы все нелагунные солеродные бассейны прошлого рассортировать в те три палеогеографических типа, которые выделяются Н. М. Страховым и А. А. Ивановым? А если да, то какие из них к какому типу относятся? Ведь в этом вопросе нет единства взглядов между названными двумя исследователями. Миоценовую галогенную формацию Центральной Сицилии и девонскую соленосную формацию Тувы Н. М. Страхов считает образовавшимися в лагунах, а А. А. Иванов высказывает веские соображения в пользу отнесения их к осадкам морских заливов. Да и что собой представляют эти три типа морских бассейнов соленакопления в отношении своих размеров и глубины, характера их связи с открытыми океаническими пространствами, фациальной изменчивости осадков на разных стадиях их существования? Монография А. А. Иванова и М. Л. Вороновой (1972), так же как некоторые работы зарубежных геологов, дают нам первые представления об этих особенностях, но они еще очень приблизительны, очень недостаточны.

Отказавшись от убеждения об ископаемых солях, как о лагунных образованиях, мы должны заново изучать палеогеографию бассейнов древнего соленакопления для того, чтобы создать ясное представление об этих не существующих в современную эпоху условиях хемогенной седиментации. Выяснение величины древних солеродных бассейнов и характера их связей между собой и с бассейнами нормальной солено-

сти, а также влияния этих связей на строение и состав пород соленосных формаций представляет собой важную палеогеографическую задачу, правильное решение которой должно повлечь выводы даже терминологического характера.

Второй важной палеогеографической проблемой является правильное решение вопроса о глубине солеродных бассейнов. Пока геологи твердо верили в ляйелевский принцип актуализма и все соленосные отложения признавали лагунными, все бассейны, естественно, считались мелководными, потому что лагун глубиной более первых десятков метров не существует. Теперь, когда мы знаем, что соленосные осадки накапливались в различного типа морских бассейнах, которые не являлись лагунами и превосходили их по площади в десятки и сотни раз, эти бассейны, по крайней мере в начале соленакопления, могли быть и глубоководными. Подозрения такого рода высказывались многими авторами (Richter-Bernburg, 1955, 1959; Kühn, 1955; Наливкин, 1956; Фивег, 1962; Герасимов, 1940, 1952; и др.). Я также в своих статьях (Яншин, 1961, 1964) привел ряд доводов в пользу значительной глубоководности древних солеродных бассейнов, измеряемой к моменту начала садки галита несколькими сотнями метров.

В последние годы в разных странах были опубликованы новые статьи, подтверждающие представления о глубоководности по крайней мере некоторых солеродных бассейнов (Жропоткин, Валяев, 1970; Калинин, 1973; Richter-Bernburg, 1972; Brongersma-Sanbers, 1970; Schmalz, 1969). Нельзя не учитывать также обнаружение солей различного возраста при океаническом бурении под дном глубоководных впадин Средиземного моря, Бискайского и Мексиканского заливов и различных мест Северной и Южной Атлантики. Далеко не во всех случаях геофизические данные позволяют объяснить эти факты последующими опусканиями первично мелководных отложений. Наконец, недавнее открытие современного галогенеза на дне глубоководных впадин центрального грабена Красного моря открывает перед нами совершенно новые страницы геологии соленосных отложений. Правда, в последнем случае, речь идет о солях необычного состава, содержащих много различных рудных компонентов, что заставляет связывать их образование не с концентрацией рассолов вследствие испарения, а с выходами по разломам очень высоко минерализованных вод.

Все эти данные привели некоторых геологов к мысли о том, что древнее соленакопление было преимущественно глубоководным, могло начинаться и заканчиваться на больших глубинах. Я не считаю такую точку зрения достаточно аргументированной, но и старое актуалистическое представление о мелководности всех солеродных бассейнов прошлого на всех стадиях их существования и, следовательно, о точном соответствии скорости прогибания дна бассейнов и скорости соленакопления дальше не может быть удержано. Надо разобраться, в каких случаях и на каких стадиях развития древние солеродные бассейны были глубоководными, а в каких мелководными, и как это влияло на строение и состав пород соленосных формаций. Некоторые шаги в этом направлении уже сделаны, однако они явно недостаточны и не позволяют еще классифицировать в отношении глубины образования солей все изученные соленосные формации.

Необходимо подчеркнуть, что правильное освещение вопроса о глубине солеродных бассейнов имеет огромное значение для разработки проблем глобальной тектоники. Между тектонистами идет спор, возможно ли было отложение солей, образовавших соляные купола во многих местах дна Мирового океана, на тех глубинах, на которых сейчас их находят, или соответствующие участки дна морей и океанов некогда были мелководными и лишь потом испытали опускания на большие глубины. Ключ для решения этого спора — в руках литологов.

Еще один палеогеографический вопрос, на который следует обратить внимание, это вопрос о трансгрессивности и регрессивности залегания соленосных толщ. Во многих публикациях, посвященных установлению цикличности процессов осадконакопления, от ранних работ Л. В. Пустовалова до последних статей В. П. Казаринова, соленосные отложения обязательно рассматриваются как отложения регрессивные, как породы заключительного этапа седиментационного цикла, накопление которых завершается общим поднятием и размывом. Во многих отчетах о геологической съемке появление в разрезе солей рассматривается как несомненное доказательство происшедшей во время их отложения регрессии.

А так ли это на самом деле? Или это только дань ни на чем не основанной традиции, логическое следствие того, что все соли всегда считались мелководными и лагунными по условиям своего образования? Ведь еще В. Крумбейн (Krumbein, 1951) из четырех установленных им типов разреза соленосных толщ выделил два таких, в которых они залегают трансгрессивно по отношению к подстилающим породам. Н. М. Страхов (1962) тоже пришел к выводу, что галогенные формации «возникли 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» (с. 520).

Мне лично известны разрезы Актюбинского Приуралья и бассейна р. Эмбы, в которых сульфатно-соленосная толща кунгура трансгрессивно лежит с размывом и галечником в основании на фаунистически охарактеризованных слоях сакмарского яруса и даже верхнего карбона.

Весьма важно, не следуя в данном вопросе устоявшимся традициям, для возможно большего количества случаев достоверно установить действительный характер залегания соленосных отложений по отношению к подстилающим, а также и покрывающим их породам. Ведь если выводы В. Крумбейна и Н. М. Страхова подтвердятся, мы должны будем решительно изменить укоренившиеся представления о соленосных толщах, как об отложениях всегда регрессивных.

Очевидно, отказ от принципа актуализма и создание новых палеогеографических концепций неизбежно влекут за собой появление новых проблем физико-химии соленаккумуляции. Начать с того, что все классические исследования осаждения солей при испарении морской воды, проводившиеся с 1897 по 1908 г. Вант-Гоффом и продолжавшиеся в Германии его учениками, а у нас не менее классически проведенные Н. С. Курнаковым и его последователями, из которых необходимо упомянуть А. В. Николаева и М. Г. Валяшко, все эти тончайшие исследования при экстраполяции их на геологическое прошлое всегда сопровождалось постулатом о неизменности солевого состава вод Мирового океана на протяжении, по крайней мере, последних 600—700 млн. лет земной истории, т. е. на протяжении всего того времени, когда формировались известные нам соленосные толщ.

Вместе с тем конкретные разрезы многих, если не большинства, детально изученных месторождений полиминеральных залежей калийных солей не совпадали ни с диаграммами Вант-Гоффа, ни с диаграммами «солнечного испарения», полученными Н. С. Курнаковым. Для объяснения этого явления прибегали и продолжают прибегать к предположению о метаморфизации, т. е. изменении состава морских вод в каких-то промежуточных бассейнах до достижения ими бассейна соленаккумуляции, или же к предположению о катагенетическом изменении состава солей после их отложения. Солевой же состав вод Мирового океана, исходя из принципа актуализма, продолжали считать неизменным.

Подробно этот вопрос разработан в монографии А. А. Иванова и М. Л. Вороновой (1972). Перечислив все «за» и «против», авторы приходят к выводу, что изменения солености Мирового океана за фанерозойскую историю могли быть только очень незначительными. Подобное же убеждение было высказано ранее Н. М. Страховым (1962) и М. Г. Валяшко (1962). Однако убедительных доказательств правильности своих взглядов они, по моему глубокому убеждению, не привели.

Что в докембрии, не только раннем, но и позднем, Мировой океан имел воду с совсем другим составом солей, чем в современную эпоху, сейчас можно считать доказанным. Однако и за фанерозойское время, т. е. за последние 600 млн. лет, состав вод Мирового океана, по-видимому, подвергался существенным изменениям как в отношении общей величины солености, так и в отношении состава растворенных солей. Об этом говорят следующие факты.

1. Подсчеты масс солей, отложившихся в разные геологические периоды, и сравнение их с массой солей, растворенных сейчас в водах Мирового океана.

2. Сравнительное изучение химического состава поглощенного комплекса морских глин разного возраста, проведенное А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым (1956) на основании многих тысяч анализов образцов кернa с территории Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

3. Сравнительное изучение состава глауконитов, образовавшихся в одинаковой фациальной обстановке, но в разные геологические эпохи.

4. Изучение состава поровых вод морских глин разного возраста, проводившееся в течение многих лет Н. С. Спиро и И. С. Грамбергом (Грамберг, Спиро, 1961; Спиро, Вовк, 1961; Грамберг, 1973).

5. Практическое отсутствие сульфатных калийных солей в соленосных отложениях древнее карбона и обильное их появление в соленосных толщах пермского возраста.

6. Вымирание многих таксонов морской стеногалинной фауны на тех стратиграфических уровнях, для которых другими методами устанавливается распреснение вод Мирового океана.

Все это, конечно, подлежит более детальному исследованию, но вероятность существенных изменений солености вод Мирового океана со времени образования наиболее древних соленосных толщ очень велика. А если так, то результаты исследований осаждения солей при испарении современной морской воды не могут быть механически перенесены на геологическое прошлое. Надо изучать особенности состава и количественного соотношения солей, свойственное не отдельным месторождениям, а всем соленосным формациям определенной геологической эпохи, и отсюда пытаться делать выводы об изменениях или отсутствии изменений солености вод Мирового океана, а потом ставить экспериментальные физико-химические работы по проверке эмпирически полученных предположений.

Несмотря на большое количество проведенных в этом направлении исследований, недостаточно разработанным остается вопрос о влиянии на галогенез температурных условий. Давно известно, что по влиянию температуры на растворимость соли делятся на изотермические и политермические. Растворимость первых не изменяется или очень слабо изменяется в зависимости от колебаний температуры. Таков, например, галит. Растворимость вторых при понижении температуры резко понижается. Таковы мирабилит и сильвин. Добыча сульфата натрия в Кара-Богаз-Голе была основана именно на зимних садках мирабилита. Сезонными осадками сильвина Г. Г. Уразов (1932) удачно объяснил чередование прослоев галита и сильвинита в разрезах Соликамского калийного месторождения. Однако для многих минералов соленосных толщ влияние температуры на растворимость и осаждение пока недо-

статочно ясно и экспериментальные работы в этом направлении должны быть продолжены, что даст дополнительные критерии для реконструкции палеоклиматических условий древнего соленакпления.

Еще менее изучено влияние на растворимость различных солей и условия их осаждения барических условий. Первые опыты по изучению влияния давления на образование тахгидрита были проведены Вант-Гоффом и Даусоном, но не продолжены. Недавно проведены были М. И. Равичем исследования растворимости различных солей при повышенных давлениях, которые дали очень интересные результаты, однако они явно недостаточны для выводов общего характера.

Между тем образование солей в природе происходит и происходит при различных давлениях. В современную эпоху известны внутриконтинентальные самосадочные озера, расположенные на отметках от +3500 м (Тибет) до -170 м (Турфанская впадина), т. е. в условиях резко различного атмосферного давления. Если мы признаем глубоководность хотя бы части солей морского происхождения, а, значит, образование их в условиях давления, равного нескольким десяткам атмосфер, то изучение влияния такого давления на процесс соленакпления окажется очень важным для правильного понимания особенностей минерального состава многих соленосных толщ. Важно такое изучение и для постановки более общих проблем эволюции Земли как планеты. Если будут найдены минералы или сочетания минералов галогенных толщ, характерные для определенных давлений, то, изучая их распределение в стратиграфическом разрезе земной коры, можно будет подойти к проблеме изменения плотности атмосферы в геологической истории Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 395 с.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глины Русской платформы.— «Геохимия», 1956, № 2, с. 3—18.
- Герасимов Н. П. Геологическое строение Восточной нефтеносной области (Западный склон Урала и Западно-Приуралье). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940. 140 с.
- Герасимов Н. П. Кунгурский ярус Камского Приуралья.— «Уч. зап. Пермского ун-та», 1952, т. 7, вып. 1, с. 3—38.
- Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). Л., «Недра», 1973. 171 с.
- Грамберг И. С., Спиро Н. С. Опыт использования геохимических данных для фациального анализа триасовых отложений севера Сибири.— В кн.: Сборник статей по геохимии осадочных пород. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 5—22. (Труды НИИГА, т. 119).
- Дзенс-Литовский А. И. Кара-Богаз-Гол. Л., «Недра», 1967. 95 с.
- Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1966, № 2, с. 32—45.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М., «Недра», 1974. 392 с.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., «Недра», 1972. 327 с.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат. 422 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 35).
- Калинко М. К. Соленакпление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазонасыщенность. М., «Недра», 1973. 132 с. Труды ВНИГРИ, вып. 127).
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45 (5), с. 27—42.
- Курнаков Н. С. Введение в физико-химический анализ. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1940. 562 с.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967, 416 с.
- Ляйель Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. М., 1966, т. I. 400 с; т. II. 466 с.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956, т. I. 534 с.; т. II. 393 с.

**Николаев А. В.** Приложение физико-химического анализа к исследованиям и использованию соляных месторождений СССР.—«Изв. сектора физ.-хим. анализа АН СССР», 1949, т. XVIII, с. 25—36.

**Пустовалов Л. В.** Петрография осадочных пород. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940, ч. I, 476 с.; ч. II, 420 с.

**Разумовская Е. Э.** Соляные породы.—В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 344—371.

**Ронов А. Б.** Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.—«Геохимия», 1964, № 8, с. 715—743.

**Рухин Л. Б.** Основы литогенеза. Учение об осадочных породах. Изд. 2-е, Л., Гостоптехиздат, 1961, 779 с.

**Спиро Н. С., Вовк Ц. Л.** Пути изменения солевого состава мирового океана.—В кн.: Сборник статей по геохимии осадочных пород. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 23—38. (Труды ВНИИГА, т. 119).

**Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962, 550 с.

**Теодорович Г. И.** Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958, 572 с.

**Уразов Г. Г.** О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения.—«Труды Главн. Геол.—Развед. Управл.», 1932, вып. 43, с. 28—58.

**Фивег М. П.** Типы солеродных бассейнов.—В кн.: Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакопления. Л., Госхимиздат, 1955, с. 102—110. (Труды ВНИИГАлургии, вып. 32).

**Фивег М. П.** Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов. Автореф. докт. дис. М., 1962, 52 с.

**Фивег М. П.** О некоторых вопросах палеогеографии эпох соленакопления.—В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с. 69—93. (Труды ВНИИГАлургии, вып. 60).

**Швецов М. С.** Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М., Госгеолтехиздат, 1958, 416 с.

**Яншин А. Л.** О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.—«Геол. и геофиз.», 1961, № 1, с. 3—15.

**Яншин А. Л.** Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1964, т. 39, вып. 5, с. 3—30.

**Andrichuk J. M.** Facies analysis of the Upper Devonian Wabamun Group in west-central Alberta, Canada.—“Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.”, 1960, v. 44, p. 1651—1681.

**Bassett H. G., Stout J. G.** Devonian of Western Canada.—In: Intern. Symposium on the Devonian System. V. 1. Calgary, 1967, p. 717—752.

**Bolyea H. R.** Upper Devonian. Woodbend, Winterburn and Wabamun Groups.—In: Geological History of Western Canada. Calgary, 1964, p. 66—88.

**Brongersma-Sanders M.** Origin of Major Cyclicity of Evaporites and Bituminous Rocks: an Actualistic Model.—“Marine Geol.», 1970, v. 11, p. 123—144.

**Fulda E.** Zechstein Handbuch der Wergleichen den Stratigraphie Deutschlands.—In: Beyschlg—Krusch—Vogt. Berlin, 409 S.

**Fuller J. G. C., Porter I. W.** Evaporite Formations with Petroleum Reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan, and North Dakota.—“Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», 1969, v. 53, N 4, p. 909—926.

**Kent D. M.** Devonian of Manitoba and Saskatchewan.—In: Intern. Symposium on the Devonian System. V. 1. Calgary, 1967, p. 781—802.

**Krumbein W. C.** Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States.—“Journ. of Sediment. Petrol.», 1951, v. 21, N 2, p. 63—81.

**Kühn R.** Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze.—“Z. deutsch. geol. Ges.», 1955, Bd 105, S. 646—663.

**Ochsenius C.** Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle, Germany C. E. M. Pfeffer, 1877, 172 S.

**Richter-Bernburg C.** Über salinare Sedimentation.—“Z. deutsch. geol. Ges.», 1955, Bd 105, S. 593—645.

**Richter-Bernburg G.** Zur Paläogeographie des Zechsteins.—In: Accad. Nazionale dei Lincei, I Giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale, (Rome). V. 1, 1959, p. 87—99.

**Richter-Bernburg G.** Sedimentological Problems of Saline Deposits.—In: Geology of Saline Deposits. Proc. Hannover Symp. 1968 (Earth Sciences 7). Unesco, Paris, 1972, p. 33—39.

**Schmalz R. F.** Deep-Water Evaporites Deposition: A Genetic Model —“Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», 1969, v. 53, N 4, p. 798—823.



## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО И ВОЗРАСТНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ СЕРИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ**

---

*А. А. ИВАНОВ*

### **ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ**

#### **Определение понятий**

Учение о геологических формациях, основы и методы которого были заложены и разработаны Н. С. Шатским (1955, 1965) и Н. П. Херасковым (1952) уже более 20 лет назад, привлекает к себе все большее внимание советских геологов и в последние годы играет ведущую роль в решении многих общих и специальных геологических вопросов. Вместе с тем развиваются дискуссии не только о принципах, направлениях и методах изучения геологических формаций, не только по вопросам выделения типов формаций и их классификации, но и о самом понятии «геологическая формация».

Особенно это находит свое отражение при выделении и анализе галогенных формаций. Поэтому следует подчеркнуть, что мы это понятие рассматриваем, опираясь на основы учения о геологических формациях (иногда называемого парагенетическим), разработанного Н. С. Шатским.

Понятие «галогенная формация» является обобщающим и определяет генетический тип осадочных отложений. Галогенная формация, более полно развитая, может быть подразделена на комплексы или парагенетические ассоциации пород, которые представляют отдельные формации или подчиненные им подформации (Херасков, 1952). В качестве самостоятельного члена галогенных формаций выделяются соленосные формации, характеристике особенностей которых посвящена настоящая работа. Этому необходимо предпослать определение понятия «галогенная формация» (Иванов, 1966; Иванов, Воронова, 1972).

Галогенная формация — это пространственно развитое крупное геологическое тело (комплекс отложений), сложенное свитами, горизонтами, толщами галогенных пород, иногда называемых хемогенными (соли, гипс, ангидрит и другие), с которыми парагенетически связаны так называемые несоляные породы (галопелиты, аргиллиты, мергели, карбонатные породы, алевролиты, песчаники и другие). В некоторых галогенных формациях отмечаются вулканогенно-осадочные и эффузивные породы, образующие слои, прослои, секущие дайки и другие формы проявления. К собственно галогенным относятся отложения (породы), образовавшиеся на средних и высоких стадиях осолонения бассейна, т. е. от преимущественного (заметного, массового) выпадения в осадок сульфатов кальция (гипса, ангидрита) до кристаллизации различных солей вплоть до наиболее легко растворимых хлоридов и сульфатов калия и магния.

Галогенные формации образовывались в аридных климатических условиях в бассейнах, располагавшихся в краевых впадинах (синеклизах), прогибах, авлакогенах, грабенах, рифтах, межгорных впадинах и других отрицательных структурных элементах Земли.

В одних случаях соленосная формация представляет обособленную крупную часть полноразвитой галогенной формации, ее среднюю соляную или соленосную седиментационную ступень (Иванов, Воронова, 1972); в других является автогенетическим образованием, когда подготовительная и завершающая ступени галогенеза развиты слабо или по существу отсутствуют.

В соленосной формации главенствующую или основную роль играет каменная соль, слагающая однородные толщи или чередующаяся в виде более или менее мощных пачек с несоляными породами. С рядом соленосных формаций ассоциируются залежи калийных и других солей. Соленосная формация не является адекватной или синонимом галогенной формации.

Соленосные формации, содержащие залежи или проявления калийных и калийно-магниевого солей, некоторые исследователи называют «калиеносными формациями»\*. Однако этот термин не является обоснованным. Дело в том, что калийные и калийно-магниевого соли даже в высоких концентрациях никогда не образуют и теоретически не могут образовывать обособленные залежи, не связанные тесно с вмещающими (подстилающими и покрывающими) соляными (каменная соль) и соленосными отложениями, как правило, более мощными и шире пространственно развитыми. Иными словами, калиеносные горизонты, пачки и пласты калийных и калийно-магниевого солей занимают подчиненное положение в соответствующей соленосной формации, составляя обычно лишь относительно небольшую ее часть. Поэтому принципиально и по существу такие образования должны рассматриваться как калиеносные подформации полноразвитых соленосных формаций.

Называя соленосные формации в целом «калиеносными» в тех случаях, когда с ними связаны залежи, а иногда только проявления калийных солей, авторы приписывают таким «калиеносным формациям» необоснованно преувеличенные мощности (в 10—15 раз и более) и завышенные площади распространения, совершенно не соответствующие действительным границам калиеносных подформаций и залежей калийных солей.

Так, С. М. Корневский галогенную формацию Соликамской впадины, с которой, как известно, связана залежь калийных солей, назвал «калиеносной формацией», указал ее мощность более 1000 м и площадь распространения 8,5 тыс. км<sup>2</sup>. В эти цифры включены даже мощность и площадь распространения отложений начальной ступени галогенеза, в которых и каменная соль проявляется лишь в виде редких мало-мощных линз. Действительная мощность калиеносной подформации в Соликамской впадине колеблется от 30 до 120 м при максимальной площади распространения 3,2—3,5 тыс. км<sup>2</sup>.

Такие же ошибки допущены С. М. Корневским и во многих других случаях определения параметров «калиеносных формаций». Ясно, что ничего, кроме заблуждения, такие данные не вызывают.

В соленосных формациях в зависимости от литолого-парагенетических комплексов, участвующих в их сложении, могут быть выделены, кроме калиеносных, другие подформации, в совокупности определяющие объем, строение и тип формации.

---

\*: Эту терминологическую ошибку допускал в некоторых случаях и автор статьи, однако объем «калиеносной формации» мы всегда рассматривали в границах проявления калийной минерализации.

## Примеры классификации и типизации соленосных формаций

Существующие классификации и типизации соленосных или в целом галогенных формаций базируются на разных признаках: соотношениях формации с вмещающими отложениями, типах древних солеродных бассейнов, геотектоническом положении, внутреннем строении, морфогенетических особенностях, вещественном составе формации и т. д. Рассмотрим некоторые примеры.

Стратиграфо-литолого-фациальные соотношения между соленосными (или в целом галогенными) и вмещающими их отложениями были показаны В. Крумбейном (Krumbein, 1951) на примере Северной Америки. Автор выделяет четыре типа этих соотношений: 1 — соленосные отложения подстилаются и покрываются морскими, преимущественно карбонатными отложениями; 2 — в почве соленосной толщи располагаются морские карбонатные, в кровле — красноцветные, преимущественно терригенные отложения; 3 — в почве соленосной толщи — красноцветные, в кровле — морские карбонатные отложения; 4 — соленосные отложения подстилаются и покрываются красноцветными отложениями. Эта схема была проверена и оправдала себя при формационном анализе галогенных отложений, распространенных на территории СССР (Иванов, Левицкий, 1960).

Н. М. Страхов (1962) классификацию галогенных формаций основывает на ландшафтно-тектонических особенностях древних солеродных бассейнов. Им выделены пять типов галогенных формаций: 1 — континентальные, образовавшиеся в более или менее крупных озерных водоемах, аналогичных современным соляным озерам; 2 — лагунные, образовавшиеся в небольших осолоненных морских лагунах; 3 — заливные, образовавшиеся в длительно существовавших закрытых морских заливах, которые сообщались с открытым морем через относительно узкий пролив; 4 — образовавшиеся в синеклизах на периферии краевых частей огромных эпиконтинентальных морей; 5 — образовавшиеся во внутриконтинентальных бассейнах морского типа. Разработанная Н. М. Страховым классификация галогенных формаций широко используется, хотя в ряде случаев требует некоторых дополнений и уточнений на основе новых исследований.

В дополнение к классификациям, разработанным Н. М. Страховым и В. Крумбейном, нами выделены типы галогенных формаций по их геоструктурному положению, особенностям строения и литологии основных седиментационных ступеней галогенеза. (Иванов, Воронова, 1972).

Метод сопоставления и типизации соленосных формаций по наборам и ассоциациям соляных пород применен М. А. Жарковым и Т. М. Жарковой (1969) к кембрийской соленосной формации Сибирской платформы, верхнедевонской — Припятской впадины и пермской — Предуральяского прогиба. Анализ этой работы показывает, что при сравнении только элементарных прослоев соляных пород и их наборов можно действительно прийти к заключению о большом сходстве разных соленосных формаций. Но если сравнивать упомянутые соленосные формации в целом, то между ними устанавливаются существенные различия, несомненно свидетельствующие о том, что эти формации относятся к разным типам, и, следовательно, условия формирования каждой из них имели свои специфические особенности (Иванов, 1971).

Тип соленосной формации, ее мощность, внутреннее строение и вещественный состав, по А. Л. Яншину (1964), определялись, кроме других условий, также и глубиной солеродного бассейна. Имеются формации, образовавшиеся в некомпенсированных сравнительно глубоко-

водных прогибах и в бассейнах, которые, наоборот, всегда оставались сравнительно мелководными.

Вопрос о возможной глубине древних солеродных бассейнов в последние годы довольно широко дискутируется как в советской, так и в зарубежной геологической литературе. Имеются сторонники и мелководных, и мелководных условий накопления соленосных осадков. Очевидно, вопрос этот еще нуждается в изучении.

Довольно широкое распространение получила классификация геологических формаций и в том числе соленосных, основанная на периодичности, ритмичности или цикличности накопления осадков. Соленосные формации подразделены по строению разрезов на поли-, или многоцикличные, и моно-, или малоцикличные (Корреляция разнофациальных толщ, 1969; Кузнецов, 1972; и др.). К полициклическим отнесены соленосные формации, сложенные повторяющимися в разрезе наборами (пачками, слоями) соляных и несоляных пород, к моноциклическим — соленосные формации однородного или сравнительно однородного строения; несоляных пород в них мало или они отсутствуют.

Эта классификация соленосных формаций вызывает следующие возражения.

Строго говоря, в природе не существует действительно моноциклических соленосных формаций. Соляные породы имеют, как правило, слоистое строение, обусловленное более или менее закономерным (ритмичным) чередованием так называемых сезонных, годовых и многолетних слоев накопления осадков. Кроме того, в соленосных толщах, даже наиболее однородных, соляные породы имеют тонкие прослои галопелитов, соленосных и гипсоносных глин, мергелей, иногда алевролитов и песчаников, а в калиеносных подформациях пласты калийных солей чередуются с пластами каменной соли. Все это обуславливает по существу «полициклическость» всех соленосных формаций, в том числе и тех, которые отнесены упомянутыми авторами к моноциклическим.

Нельзя считать удачными и сами термины «поли- или моноциклическая соленосная формация», так как они говорят только о внутреннем строении формации, совершенно не отражая вещественный состав.

Некоторые исследователи сложно построенные соленосные формации, представленные чередованием толщ соляных и несоляных пород, расчленяют на ряд самостоятельных галогенных или соленосных формаций, строго придерживаясь стратиграфического разреза. Такое «формационное» деление применяет Н. М. Страхов (1962) при характеристике соленосных формаций Средне-Европейского прогиба (цехштейновой), Предкарпатской впадины, Рейнского грабена и Сибирской платформы. Подобным же образом расчленяет соленосные формации С. М. Корневский (1973). Иногда такие ошибки допускались нами (Иванов, Воронова, 1972).

Совершенно очевидно, что в таких случаях понятием «формация» попросту подменяются те или иные подразделения местной стратиграфической шкалы. Между тем каждая конкретная формация распространена в определенных пространственных и геоструктурных границах и представляет единое образование, отдельные составляющие которого связаны между собой последовательностью осадочного процесса, образуя соответствующие подформации с определенными литолого-фациальными и парагенетическими признаками.

При изучении конкретных формаций выяснение их вещественного состава, парагенезисов и ассоциаций пород, их роли и пространственного размещения является важнейшей задачей, от решения которой зависит возможность сопоставления и типизации формаций, не говоря уже о выяснении условий их образования. Поэтому и наименование конкретной формации должно отражать ее состав по главнейшим компонентам.

Классификация соленосных толщ по литологическим признакам была применена М. П. Фивегом (1960, с. 173), который выделил следующие их типы:

«а) мощные соляные толщи, в составе которых соляные глины, ангидрит и другие породы играют незначительную роль (верхнекамский тип);

«б) соленосные толщи, состоящие преимущественно из мощных (10—30 м) пластов соли, чередующихся с такими же мощными слоями доломитов, ангидритов и др. (старобинский тип);

в) соленосные толщи, состоящие из часто чередующихся сравнительно маломощных слоев каменной соли, глинистой каменной соли, соляной глины, ангидритов (стебникский тип)».

В. П. Кириков (1964), базируясь также в основном на литолого-фациальных признаках, в позднедевонской соленосной формации Припятской впадины выделил соленосную, соленосно-глинистую и калиеносную субформации.

Несколько слов нужно сказать еще о классификации калиеносных подформаций и месторождений калийных солей. Уже давно месторождения подразделяются на две основные группы по химико-минеральному составу: сульфатные, в которых преобладают сульфаты калия и магния, наряду с их хлоридами, а также сульфаты кальция и иногда натрия; бессульфатные, представленные лишь хлоридами калия и магния, а из сульфатных минералов в них присутствуют лишь ангидрит и гипс.

По строению калиеносных горизонтов, числу пластов калийных солей, их мощности, мощности промежуточных пластов каменной соли, коэффициентам калиеносности и т. д. выделены четыре основных типа калиеносных толщ (подформаций) (Иванов, 1959; Спрахов, 1962; Иванов и Воронова, 1972).

М. П. Фивег (1967) месторождения калийных солей классифицирует по условиям залегания и внутренней тектонике, по химическому составу, положению в разрезе, особенностям общей тектоники калиеносного бассейна и т. д.

Из рассмотрения примеров классификаций и выделения типов соленосных формаций видно, что исследователи базируются на разных признаках. Учитывая это, мы попытались рассмотреть вопрос более детально и учесть следующие положения, характеризующие соленосные формации и подформации: 1 — возраст и стратиграфическое положение; 2 — геоструктурные позиции; 3 — ландшафтно-тектонический тип бассейна соленакпления; 4 — соотношение соленосной формации с вмещающими и граничащими отложениями; 5 — стратиграфический разрез и литологию формации; 6 — мощность и 7 — фациальные особенности. Кроме того, рассмотрены внутренняя тектоника соленосных формаций, их постседиментационные изменения (гипергенез, подземная эрозия, карст), а также полезные ископаемые, связанные с формацией.

Были рассмотрены следующие соленосные формации: кембрийская Сибирской платформы, Западно-Канадская среднедевонская, Припятско-Днепровско-Донецкая верхнедевонская, Днепровско-Донецкая нижнепермская, Прикаспийская нижнепермская, Соликамская пермская, Чу-Сарысуйская нижнепермская, Средне-Европейская верхнепермская (цехштейновская), Делаверская верхнепермская, Южно-Азиатская верхнеюрская, Эброская эоценовая, Рейнская верхнеэоценовая — нижнеолигоценная и Предкарпатская миоценовая. Эти формации расположены в разных частях света, имеют разный возраст, различное геоструктурное положение, разное пространственное развитие, по-разному расчленяются на подформации и литологические комплексы. Они относятся к наиболее крупным соленосным формациям, характеризуются полнотой развития галогенеза, во многих случаях достигшего заверша-

ющих стадий процесса. Все это позволяет упомянутые соленосные формации рассматривать в качестве характерных представителей данной категории геологических образований.

## Выводы

Основные результаты и выводы, к которым мы пришли при анализе отмеченных выше соленосных формаций, следующие:

1. Каждая соленосная формация представляет единое геологическое образование, пространственные границы которого определяются размерами древнего солеродного бассейна седиментации, а также тектоническими и фациальными границами наблюдаемого распространения соленосных отложений. Общий объем формации представляет сумму объемов отдельных образующих ее подформаций, литологических комплексов и разновидностей пород, парагенетически между собой связанных.

2. Соленосные формации в подавляющем большинстве случаев связаны с отрицательными тектоническими элементами платформ — впадинами и прогибами, авлакогенами, грабенами-рифтами, синеклизами, приуроченными к глубоко опущенным участкам фундамента. Прогибание таких структур обеспечило не только мощное накопление соленосных и связанных с ними осадков, но и захоронение и сохранение их в ископаемом состоянии. С более мощными соленосными формациями, при образовании которых процесс галогенеза достигал завершающих стадий, связаны калиеносные подформации.

3. Внутренняя тектоника соленосных формаций, определявшаяся в основном региональными тектоническими процессами, весьма разнообразна и меняется даже в пределах одного района, единого геоструктурного элемента.

4. Положение рассмотренных нами соленосных формаций среди вмещающих их отложений определяется всеми четырьмя типами, применительно к классификации В. Крумбейна (Krumbein, 1951). Наиболее распространены второй и четвертый типы. Соотношениями второго типа обладают соленосные формации, располагающиеся в краевых прогибах, впадинах и синеклизах платформ. Четвертый тип присущ соленосным формациям, располагающимся в авлакогенах, рифтах, грабенах, краевых впадинах платформ и межгорных впадинах. Менее распространенным первым типом обладают соленосные формации, располагающиеся в авлакогенах и краевых прогибах. В одном случае из рассмотренных (Саскачеванский бассейн) отмечен третий тип соотношений соленосной формации с вмещающими породами.

Таким образом, геоструктурная позиция соленосной формации не предопределяет тип ее соотношений с вмещающими отложениями.

5. Рассмотренные соленосные формации относятся к первому, третьему, четвертому и пятому ландшафтно-тектоническим типам, по классификации Н. М. Страхова (1962). Наиболее широко распространен третий тип, несколько менее — пятый, затем четвертый и, наконец, в одном случае из рассмотренных (Чу-Сарысуйская впадина) отмечается первый тип.

Не наблюдается прямой связи между ландшафтно-тектоническим типом соленосной формации и литологией вмещающих ее комплексов пород. Наоборот, весьма отчетливо проявляется соответствие между ландшафтно-тектоническим типом и геоструктурной позицией соленосной формации. Так, формации морских заливов приурочены к авлакогенам, грабенам и краевым прогибам, которые морфологически представляют собой вытянутые на большом протяжении узкие и глубокие впадины. Формации краевых частей эпиконтинентальных морей и огромных внутриконтинентальных солеродных водоемов морского типа свя-

заны с краевыми прогибами и впадинами платформ, охватывающими большие глубоко погруженные площади. Наконец, континентальная Чу-Сарысуйская соленосная формация образовалась в обширном озеровидном водоеме, располагавшемся в пределах межгорной впадины.

6. Мощности соленосных формаций обусловлены прежде всего и главным образом масштабом прогибания дна солеродного бассейна, в котором образовывалась данная соленосная формация. Кроме того, мощность формации зависит от палеогеографических условий (интенсивности и степени разрушения пород суши, прилегавшей к бассейну соленакпления, объема приносившегося в бассейн обломочного материала, климата), а также условий развития процессов галогенеза.

7. Соленосные формации по внутреннему строению и составу слагающих пород могут быть подразделены на два основных типа: 1 — сложного или неоднородного состава и 2 — простого или однородного состава. Это не только типы соленосных формаций, но и типы процессов, отображающих условия образования и литолого-фациальные особенности формаций.

В основной массе соленосные формации относятся к первому типу; их некоторые исследователи и называют полициклическими. Эти формации сложены чередующимися между собой толщами, пачками, слоями, прослоями соляных и различных несоляных пород (сульфатных, карбонатных, терригенных), мощности которых колеблются от первых метров до сотен метров.

Наличие в сложнопостроенных соленосных формациях пачек и слоев несоляных пород, в особенности терригенных, свидетельствует о том, что солеродный бассейн при седиментогенезе питался не только морской водой, но и водами поверхностного стока. Значительное усиление последнего и вместе с этим поступление в бассейн терригенного материала приостанавливали на более или менее длительный срок кристаллизацию солей. Высокое содержание терригенного материала характерно не только для соленосных формаций, выполняющих узкие желобообразные впадины (Кореневский, 1973). Это обуславливается не морфологией и тектонической структурой солеродного бассейна, а палеотектоническими и палеогеографическими причинами, которые способствовали образованию рыхлого терригенного материала и сносу его во впадину солеродного бассейна.

Притоки в солеродный бассейн морских вод не только пополняли запасы солей, но и влияли на процесс общей седиментации. Вторжение (ингрессия) в солеродный бассейн больших масс морских вод могло способствовать проникновению и широкому расселению на его акватории морской фауны. Это характерно для ряда древних бассейнов: кембрийского и среднедевонского (Норильский район) Сибирской платформы, позднедевонского Припятского, среднедевонского Западно-Канадского, силурийского Нью-Йоркского, пермского Донецкого, миоценового Западно-Предкарпатского (Величка, Бохня), юрского Средней Азии, олигоценового Рейнского грабена, миоценового Восточно-Предкарпатского и др. Вместе с этим в солеродных бассейнах широко расселялась и флора.

В соленосных формациях сложного строения пачки и слои несоляных пород представлены не только сульфатными, карбонатными и терригенными породами, но и смешанными сульфатно-карбонатными, сульфатно-терригенными, терригенно-карбонатными и другими петрографическими разновидностями. Это создает многообразие и весьма большое число соленосных формаций этого типа. К ним относятся следующие. Кембрийские: Сибирской платформы, Соляного кряжа, бассейна Маккензи, Ирано-Пакистанского бассейна (серия хормуз); силурийская и девонская Мичиганской впадины; девонские: Западно-Ка-

надская, Кемпендйская, Норильского района, Припятско-Днепровско-Донецкая; пенсильванские: Парадокс и Игл; пермские: Донецкая, Прикаспийская, Средне-Европейская (цехштейновая), Бугурусланская, Делаверская, Предальпийская; триасовые: Алжирской Сахары, Марокканская, Аквитанская; юрские юга Средней Азии; меловая бассейна Кванза; эоценово-олигоценая Рейнского грабена; миоценовые: Предкарпатская, Ереванская, Нахичеванская, Ферганская, Закарпатская, Тянь-Шанская, Месопотамской впадины, рифта Красного моря, Суэцкая, Сицилийская и др.

Соленосные формации простого (однородного) литолого-фациального строения сложены почти нацело солями, преимущественно каменной солью. Слои и прослойки несоляных пород в этих формациях редки, маломощны или практически отсутствуют. К этому типу относятся небольшое число соленосных формаций: Соликамская, Эброская, Прикаспийская (внутренняя часть впадины), Среднеазиатская (на части площади бассейна), Балтийская и некоторые другие.

С рядом соленосных формаций как сложного, так и простого состава и строения связаны калиеносные подформации сульфатного и бессульфатного типа.

Литология и строение соленосных формаций и их подформаций определяют их названия. Например, сульфатно-карбонатно-соляная Сибирской платформы; глинисто-сульфатно-карбонатно-соляная с залежами калийных солей Западно-Канадской впадины; молассо-соленосная с залежами калийных солей Предкарпатского прогиба, карбонатно-соляная с залежами калийных солей Соликамской впадины и т. д.

8. Во многих соленосных (или шире — галогенных) формациях устанавливаются секущие и пластовые внедрения магматических пород, а также пластовые залежи осадочно-вулканогенных пород. Во всех случаях, где вскрыты первичные контакты соляных пород с интрузиями, доказано наличие высокотемпературного метаморфизма. Внедрения базальтовой магмы в толщи галогенных пород в подавляющем большинстве случаев не сопровождали процесс галогенного седиментогенеза, а происходили позднее его (Иванов, 1968; Иванов, Воронова, 1972).

Наличие в некоторых соленосных формациях вулканогенно-осадочных пород (туфов, туффитов, туфобрекчий и др.) свидетельствует о том, что накопление в солеродном бассейне осадков сопровождалось вулканической деятельностью в близлежащих или отдаленных районах.

9. Каждая соленосная формация практически при любом составе и строении обладает индивидуальными чертами. Нет соленосных формаций, которые были бы близки между собой настолько, что их можно было бы идентифицировать. При наличии общих сходных черт, различия выявляются в деталях. Существенные различия устанавливаются не только между соленосными формациями разного возраста, связанными с разными геоструктурными элементами и формировавшимися в разных типах солеродных бассейнов, но и между формациями, занимающими близкие позиции по отмеченным критериям.

Большое сходство, например, наблюдается между пермской соленосной формацией Соликамской впадины и эоценовой — прогиба Эбро. Обе они находятся в краевых прогибах, имеют близкие мощности, одноступенно расчленяются на подформации и, наконец, являются формациями простого литологического строения. Их калиеносные подформации относятся к бессульфатному типу. Но мощность калиеносной подформации в Соликамской впадине больше, она более насыщена калийными и калийно-магниевыми солями, содержит большее количество их пластов. Отложения начальной ступени галогенеза в прогибе Эбро имеют мощность всего 4—8 м и представлены карбонатно-сульфатными породами, а в Соликамской впадине их мощность более 300 м и пред-



ставлены они комплексом сульфатных, карбонатных и терригенных пород.

Разновозрастные и разного геоструктурного положения соленосные формации — Предкарпатская, Рейнская и Предальпийская — близки между собой по насыщенности терригенным материалом. Однако они имеют разные мощности, по-разному построены и расчленяются, у них разная внутренняя тектоника и, наконец, разная калийная минерализация калийных подформаций; хлоридная в Рейнской и преимущественно сульфатная в двух других, с разным набором калийных минералов в каждой из них.

Соленосные формации Соликамской и Верхнепечорской впадин занимают единое геоструктурное и очень близкое географическое положение, имеют одинаковый возраст, но существенно различаются по мощности, разрезу, строению и литолого-фациальному характеру калиеносных подформаций, хотя в обоих случаях эти подформации бессульфатного типа. Верхнепечорская соленосная формация, кроме того, содержит значительно большую примесь карбонатно-глинистого материала, чем Соликамская.

Верхнедонецкая и нижнепермская соленосные формации Днепро-ско-Донецкой впадины, занимая единое геоструктурное положение и относясь к одному ландшафтно-тектоническому типу солеродного бассейна, резко различаются по строению и расчленению разрезов, литолого-фациальному характеру и внутренней тектонике соленосных толщ.

В геологической истории галогенеза, по М. А. Жаркову (1971), ранний и средний палеозой характеризовались накоплением во всех солеродных бассейнах хлоридных соленосных отложений. В позднепалеозойскую эпоху (поздний карбон, пермь) преобладало калийно-сульфатное соленакопление. Во время, охватывающее вторую половину мезозоя и начало кайнозоя, происходило вновь хлоридное соленакопление. Наконец, в конце палеогена и в неогене преобладало калийно-сульфатное соленакопление.

Выводы М. А. Жаркова в широком, обобщающем плане обоснованы наблюдаемым размещением в крупных подразделениях шкалы геологического времени калийно-хлоридной и калийно-сульфатной минерализации соленосных формаций. Однако довольно широко распространены случаи формирования почти в одно и то же время, но в разных районах месторождений калийных солей обоих типов — и сульфатных, и бессульфатных. Например, различен состав калийных солей в нижнепермских формациях Днепро-ско-Донецкой, Прикаспийской и Соликамской впадин. Этим же характеризуются верхнепермские формации Средне-Европейского прогиба и Делаверской впадины.

Эти и ранее приведенные примеры (число их можно значительно увеличить) с достаточной определенностью свидетельствуют, что каждая соленосная (и шире — галогенная) формация образовалась в индивидуальных условиях тектоники, палеогеографии и галогенеза. Лишен поэтому убедительности метод аналогии, при помощи которого иногда делаются попытки сопоставления и увязки между собой (нередко по единичным данным) или прогнозирования разрезов соленосных формаций.

В каждом конкретном случае только вскрытие недр (почти всегда буровыми скважинами) может установить разрез, строение и вещественный состав соленосной формации, определить ее тип и практическое значение.

## ЛИТЕРАТУРА

- Жарков М. А. Эволюция соленакопления в геологической истории. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 260—299.  
Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных

формаций хлоридного типа.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., «Наука», 1969, с. 7—79.

**Иванов А. А.** Распространение и типы ископаемых месторождений калийных солей.— «Геология рудных месторождений», 1959, № 4, с. 65—77.

**Иванов А. А.** О некоторых вопросах формационной и стратиграфической терминологии в применении к галогенным отложениям.— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 2, с. 27—37.

**Иванов А. А.** Интрузии магматических пород в галогенных формациях.— «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия», 1968, вып. 161, с. 117—131.

**Иванов А. А.** Некоторые замечания о статье М. А. Жаркова и Т. М. Жарковой «Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа».— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 1, с. 155—157.

**Иванов А. А., Воронова М. Л.** Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., «Недра», 1972. 328 с.

**Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.** Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 424 с.

**Кириков В. П.** Строение и условия формирования галогенных толщ Припятского прогиба. Автореф. канд. дис. Л., 1964. 24 с.

**Корневский С. М.** Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973. 299 с.

**Корреляция** разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., «Недра», 1969. 295 с. Авт.: М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовский, Г. Ф. Ульмишек.

**Кузнецов В. Г.** О двух типах соленосных толщ.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 7, с. 22—30.

**Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

**Фивег М. П.** Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распространения его членов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 167—174.

**Фивег М. П.** Методика поисков калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1967. 39 с.

**Херасков Н. П.** Геологические формации (опыт определения).— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—52.

**Шатский Н. С.** Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.

**Шатский Н. С.** Осадочные формации. Избр. труды. Т. 3. М., «Наука», 1965, с. 175—184.

**Яншин А. Л.** Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1964, т. 39, № 5, с. 3—30.

**Krumbein W. C.** Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States.— «Journ. of Sedim. Petrol.», 1951, v. 21, N 2, p. 63—81.

*М. П. ФИВЕГ*

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ КАЛИЙНЫХ ПОРОД

Современный уровень геологической изученности большинства районов соленакопления дает возможность с достаточной полнотой выявить особенности палеогеографии эпох соленакопления. Прежде всего следует обратить внимание на то, что большинство известных сейчас соленосных серий было создано в водоемах, имевших связь с океаном. В их солевом и водном балансе именно океаническая вода играла основную роль. Сравнительно небольшое количество соленосных серий формировалось в бессточных впадинах континентов. Наиболее древняя из них (нижнепермская) — в Чу-Сарысуйской впадине.

Данные, собранные в последние полвека, показали, что И. Вальтер был неправ, приписывая ведущую роль континентальному соленакоплению. На этом казалось бы хорошо известном факте можно было бы и не останавливаться, если бы данный вопрос не подвергался ревизии со

стороны ряда геологов, которые соли соленосных серий считают продуктами магматической деятельности.

Среди опубликованных работ возражения против ведущей роли в соленакоплении солей океана наиболее полно изложены в работе М. К. Калинин (1973) — автора «гипергенно-вулканогенно-осадочной» гипотезы соленакопления. По его подсчетам, количество солей во всех обнаруженных соленосных сериях составляет  $22 \cdot 10^{15}$  т. Действительное же их количество, по мнению этого автора, должно в 2—3 раза превосходить указанную цифру, т. е. достигать  $66 \cdot 10^{15}$  т и превышать запас солей современного океана ( $5 \cdot 10^{16}$  т, по А. П. Виноградову). Это обстоятельство заставляет автора искать другой источник солей. Он приходит к выводу, что соленакопление происходило в континентальной обстановке за счет солей, выщелачиваемых из объемов кислых изверженных пород, у которых щелочные алюмосиликаты подверглись воздействию ювенильного хлора в составе газов, связанных с вулканизмом.

Следует отметить, что у сторонников вулканогенного происхождения солей все усилия направлены на объяснения условий образования каменной соли, которая, по их представлению, накапливается среди генетически чуждых ей пород, т. е. они игнорируют хорошо обоснованное наличие не только соленосных, но и галогенных формаций. Не обращается внимание и на то, что естественным составом продуктов вулканизма невозможно объяснить образование соленосных формаций (Страхов, 1971).

Как правило, сторонники вулканогенных гипотез игнорируют химию. В. И. Созанский (1973) прямо заявляет, что «никакие химические или физические константы не могут быть решающими при интерпретации геологических явлений, в том числе и проблемы галогенеза. И только на основании геологических фактов можно высказывать суждения о геологических процессах» (с. 7). Насколько верна эта установка, говорят его выводы о том, что «широкое распространение эффузивов в соляных породах не следует расценивать как то, что соль является производным веществом от базальтов или диабазов. Их совместное нахождение указывает на то, что соль и базальты являются глубинными образованиями и что они поступали из недр Земли по одним и тем же путям» (с. 188).

Конечно, к настоящему времени мы не имеем надежного баланса солей океана в фанерозое. Несмотря на это, достаточно обоснованные палеогеографические построения и химия галогенеза убеждают в правильности представлений о ведущей роли океана в седиментации известных нам соленосных серий.

На основании данных о палеогеографии эпох соленакопления установлено, что солеродные водоемы были связаны с океаном непосредственно или при посредстве открытых эпиконтинентальных морей. В первом случае солеродные водоемы были заливами разных размеров, вплоть до обширных морей. Например, Средиземное море в конце миоцена, в котором соленакопление происходило на площади не менее 850 тыс. км<sup>2</sup> (Nesteroff, 1972), или море второго цикла цехштейна в пределах Среднеевропейской синеклизы, в границах которого садка солей происходила на площади 700 тыс. км<sup>2</sup>; к этому же типу можно отнести Мичиганский силурийский бассейн и др.

Непосредственная связь солеродного водоема с океаном (морем) предполагалась еще в прошлом столетии Ф. Бишофом и К. Оксениусом.

В результате изучения соленакопления в цехштейне (Richter-Berburg, 1955) обосновано существование малоподвижной полосы мелководья, отделявшей океан от солеродного водоема. Эту полосу назвали зоной сатурации. Изучение соленосных серий триаса Среднеевропейской впадины и особенно раннепермского соленакопления в вос-

точной части Русской платформы (Фивег, 1956; Фивег, Банера, 1968) и соленакопления в первом цикле цехштейна (Richter-Bernburg, 1955; и др.) свидетельствует о том, что солеродные бассейны часто не были непосредственно связаны с океаном, а отделялись от него промежуточным бассейном — эпиконтинентальным морем, расположенным в пределах тектонически более спокойных участков платформ. В этом случае, как уже отмечалось, солеродные водоемы располагались в пределах интенсивно прогибавшихся впадин. Второй тип солеродных водоемов встречается чаще. В качестве примера можно привести Верхнепечорский и Верхнекамский заливы кунгурского моря или Нижнерейнский, Верра-Фульды и ряд других на периферии эпиконтинентального моря первого цикла цехштейна.

Кроме заливов, в кутовой части эпиконтинентальных морей иногда обособлялись соляные моря, как это произошло в кунгурском веке в пределах Прикаспийской синеклизы, в кембрии Восточной Сибири и в середине миоцена в пределах Красного моря.

Все солеродные водоемы — бассейны конечного стока. Они располагались, как правило, в пределах наиболее лабильных интенсивно погружавшихся участков литосферы. Впадины с солеродными водоемами разного генезиса располагались на платформах (синеклизы, рифтовые зоны), в предгорных и межгорных прогибах, в пределах срединных массивов и в полосе грабенов по линии отрыва континентов.

Водоемы с повышенной соленостью чаще возникали в уже существовавших впадинах разного генезиса (эрозионных, тектонических). Мессинское море сменило глубоководное тортонское в обширной и глубокой впадине Средиземного моря. На дне сухих впадин накапливаются континентальные красноцветные отложения. Поэтому, когда в основании соленосных серий залегают красноцветные континентальные толщи, нет оснований думать, что соленакопление начиналось в одновременно с ним возникавшей впадине. Быстрое распространение пород цехштейна в пределах обширной Среднеевропейской впадины с преобладающим накоплением континентальных осадков в верхнем красном лезне (саксон) говорит о том, что здесь имело место затопление океаническими водами обширной впадины, существовавшей ранее.

Вполне вероятно, что маломощные соленосные серии (до 100—150 м), как например Карабогазская, могли образовываться в достаточно стабильной тектонической обстановке. Из известных сейчас соленосных серий абсолютное большинство обладает мощностью 300—600 м, реже 1500 м и более. В этом случае имели место конседиментационные прогибания, наличие которых доказано во всех детально изученных районах соленакопления. Скорости этих прогибаний в разных районах, безусловно, неодинаковы. Мощность годового накопления солей изменяется от 2—3 до 5—12 см, составляя в среднем около 5 см/год. Многие исследователи полагают, что эта цифра не может быть принята как средняя интенсивность прогибания дна солеродных водоемов даже для рифтовых зон. Размеры действительного прогибания, вероятно, характеризовались более низкими цифрами.

В большинстве соленосных серий соляные породы чередуются с несоляными. В этих случаях на дне накапливались несоляные породы, как правило, с хорошо выраженной слоистостью, с миллиметровой мощностью слоев. Следует отметить, что промежутки времени садки солей очень редко превышают 35% (при соленасыщенности 80%) времени седиментации соленосных серий. При таком положении вещей соленакопление может частично компенсировать прогибание впадин, происходившее в длительные сроки перерывов садки солей. И все же с учетом приведенных данных можно полагать, что интенсивность прогибания дна для некоторых районов соленакопления могла достигать 1—3 см/год. Другими словами, седиментация мощных соленосных серий

осуществима только в тех впадинах, где имело место интенсивное прогибание.

Относительно глубин солеродных водоемов в литературе имеется много высказываний. Зафиксированы все возможные варианты. Большая часть исследователей, исходя из небольших глубин существующих в настоящее время соляных озер, полагает, что соляные породы были образованы в водоемах с глубинами до 10—20 м (Иванов, Воронова, 1972).

Общее признание этого положения осложнилось после того, как выяснилось, что скорость соленакопления измеряется сантиметрами в год. Пришлось сделать допущение об очень быстром, соизмеримом с мощностями годичной садки солей, прогибании поверхности в среднем порядка 5 см/год, которое даже для рифтовых зон признается маловероятным.

Было обращено внимание на возможность существования впадин еще до возникновения солеродных водоемов с глубиной, близкой к мощности соленосных серий (Яншин, 1961; Фивег, 1964). Признавалось и наличие глубоководных бассейнов, глубина которых до начала садки солей была бы близка мощности соленосной серии. Этой точки зрения придерживается Г. Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg, 1955), принимая глубины впадин в цехштейновом бассейне порядка 200—600 м. Но ведь значительное количество соленосных серий имеет мощность 1000 м и более. Р. Шмальц (1972) считает возможным существование солеродных водоемов и такой глубины. При ближайшем рассмотрении предложенная им модель соленакопления в таких водоемах мало реальна.

Изучение геологии побережья Средиземного моря и особенно материалы, собранные во время XIII рейса «Гломара Челленджера», доказали, что уровень Мессинского солеродного водоема был на 1—1,5 км ниже современного (Чумаков, 1971), т. е. в обстановке резкого сокращения поступления океанической воды глубоководный бассейн аридной зоны мелел и солеродный водоем располагался на дне глубокой и обширной впадины. Следовательно, в аридных условиях и на дне глубокой впадины могли существовать бассейны разных глубин, вплоть до неглубоких (Фивег, 1964). В этой обстановке и при незначительных прогибаниях дна могла происходить интенсивная садка солей.

Такие условия могли существовать при смене глубоководных отложений галогенными. Так, в ряде районов Припятского прогиба в составе межсолевой толщи развиты отложения типа доманика с радиоляриями (Литология и геохимия ..., 1966). Вероятная глубина водоема этого времени 300—400 м. Постепенный переход к породам соленосной серии дает возможность считать глубину солеродного водоема в начале его существования меньше приведенных цифр.

В других случаях, например для Верхнекамского бассейна, нет оснований подстилающую глинисто-ангидритовую толщу ирени считать глубоководной. Интенсивное прогибание Верхнекамской впадины Предуралья четко выявилось уже в филипповское время и продолжалось в иренское. Подсолевая толща соленосной серии (380—400 м) отлагалась приблизительно в течение 120 тыс. лет (в среднем 0,32 см/год). В течение этого срока даже при среднем прогибании не более 1 см/год могла создаться к началу соленакопления некомпенсированная впадина глубиной, близкой к мощности соляной толщи. При таком положении следует сделать вполне вероятное предположение, что водоем, в котором отлагалась подсолевая толща, не заполнял впадину до краев, а существовал на ее дне, как мелководный. Такое допущение для водоемов аридных зон вполне приемлемо, на что уже обращалось внимание (Фивег, 1964). Сложнее представить развитие впадин с солеродными водоемами, которые развивались на фоне

моря небольшой глубины, например, то, в котором отлагались известняки гаурдакской свиты (см. статью В. И. Седлецкого и др. в наст. сб.).

Для получения более определенных данных с количественной оценкой глубин солеродных водоемов необходимо шире применять объективные методы. В настоящее время речь может идти об изучении газовой-жидких включений в соляных минералах (Петриченко, 1973) или аутигенном кварце. Можно использовать для этих целей и декрепитационный анализ. Имеющиеся сейчас разрозненные данные, полученные этими методами, недостаточны для обобщения.

В интересующих нас водоемах океаническая вода является главной составляющей приходной части водно-солевого баланса.

В водоемы, непосредственно примыкающие к океану, поступает неметаморфизованная морская вода. Водоемы же, связанные с промежуточными бассейнами, получают океаническую воду в той или иной степени метаморфизованную, более концентрированную, и возникающие в этом случае парагенезисы соляных минералов характерны для сгущения хлоридных рассолов.

Как правило, в течение срока седиментации пород соленосных серий все составляющие водно-солевого баланса (морская или океаническая вода, воды поверхностного стока и глубинные разного генезиса) периодически количественно менялись, в связи с чем и создавалось типичное для всех соленосных серий циклическое строение.

Воды разного генезиса, поступавшие в солеродные водоемы, вовлекались в поверхностное течение и по пути своего движения, как показали наблюдения на Кара-Богаз-Голе, постепенно сгущались. Этот процесс сопровождался выделением твердых фаз, управляемых метастабильными равновесиями. Вся обстановка седиментации протекала в «динамополитермических условиях» (по Теллеру). Диапазон возникших при этом фаций определялся составом воды, игравшей главную роль в балансе, а площади их распространения — особенностями течения. В заливах океана диапазон фаций более широкий, чем в водоемах, питавшихся метаморфизованной океанической водой. У последних отсутствуют породы, характерные для начальных стадий сгущения.

При возникновении отрицательного баланса по воде морские водоемы аридных зон превращались в солеродные, например, Средиземное море в конце тортона. В этом случае породы соленосных серий залегают без перерыва на морских отложениях. В тех же случаях, когда происходит затопление морскими водами впадин с континентальными отложениями, породы соленосной серии залегают на красноцветах. При изменении режима питания солеродного водоема в условиях возникновения положительного баланса соляные породы сменяются морскими. Глинистые мергели сменяют соленосные серии (верхнефаменская в Припятском прогибе, лунежская в Верхнекамской впадине и др.). В некоторых районах, например, в соленосных сериях кембрия юга Сибирской платформы, нижней перми Днепровско-Донецкого прогиба, цехштейна Западной Европы, верхней юры Средней Азии, в последнем цикле седиментации постепенно сокращалась площадь солеродного бассейна и краевые фации в виде переходной толщи отделяют соляные породы от покрывающих их континентальных (Машович, 1974).

Хорошо известно, что далеко не во всех соленосных сериях, образованных с участием океанической воды, встречаются калийные породы. Известно и то, что калийные породы обнаружены в соленосных сериях, образованных в обширных платформенных синеклизах (Прикаспийской, Среднеевропейской и др.), рифтовых зонах (Припятском и Днепровско-Донецком секторах Сарматско-Туранской рифтовой зоны, Рейнском грабене), предгорных (Верхнепечорский, Верхнекамский, Предкарпатский бассейны) и межгорных (бассейн Парадокс) прогибах. Обра-

зуются калийные породы в водоемах, как непосредственно связанных с океаном (Средиземное море в мессинское время), так и с промежуточными бассейнами (Верра-Фульда, Верхнекамский, Верхнерейнский и др.). Это перечисление с полной определенностью говорит о том, что для выявления закономерностей образования калийных пород придется учитывать не региональные факторы, а обратить внимание на закономерности, связанные с особенностями развития самого солеродного водоема (условия формирования в нем высококонцентрированных рассолов, путей их перемещения и пр.).

Известно, что калийные породы в многоциклических сериях встречаются далеко не во всех циклах. Обычно они залегают в верхней части разреза толщи каменной соли и распространяются внутри площади развития подстилающей их каменной соли. Такие условия залегания калийных пород характерны, например, для Верхнекамской впадины.

Появление в каменной соли вкрапленников или сезонных прослоев калийных пород отмечается относительно более высоким содержанием брома в галите каменной соли.

Условия образования калийных пород с особой ясностью могут быть вскрыты на примере формирования наиболее распространенных и лучше изученных красных сильвинитов Верхнекамского и Припятского калийных бассейнов.

Для этих сильвинитов характерна неравномерно-полосчатая текстура, каждый из слоев которой, как признано большинством исследователей, является сезонным образованием. Недавно Л. М. Бириня (1974) высказала иную точку зрения. Она рассматривает образование сезонных слоев как результат послонной дифференциации при остывании соляного расплава.

Сезонные слои комбинируются в годовые прослои, в основании которых располагаются миллиметровые слои карбонатов и сульфата высаливания, привнесенных и аутигенных глинистых минералов. Образование этих слоев соответствует времени наиболее интенсивного поступления вод суши, вероятнее всего, в весеннее время. К краевым частям водоема, к берегу, с которого поступала кластика, мощность, а иногда и число прослоев, увеличиваются. Выше располагается галитовый слой (1—4 см) с несколько отличной структурой в разных месторождениях. Чаще на серой перистой соли, образованной на дне водоема главным образом в результате высаливания, располагается зональный галит, образованный в испарительный период на поверхности водоема.

Над слоем каменной соли располагается сильвинитовый (3—5 см). Еще в 1932 г. Г. Г. Уразов пришел к выводу, что сильвинитовые прослои были образованы в результате охлаждения рассола, насыщенного по NaCl и KCl. Во II и III калийных горизонтах Старобинского месторождения некоторые слои начинаются скелетно-зональными зернами сильвина. Если согласиться с мнением Ю. И. Лупиневича и В. З. Кислика (1970), то можно полагать, что садка сильвина в некоторые годы начиналась летом и завершалась зимой.

Далеко не все годовые прослои состоят из всех перечисленных слоев. Некоторые из них бывают пропущены, некоторые, особенно сильвинитовые, осложнены слоями галита и т. д.

При изучении разрезов сильвинитовых пластов было обращено внимание на то, что сильвинитовые слои присутствуют не во всех годовых прослоях пласта. Их отсутствие дает возможность разделить пласт на чередующиеся слои сильвинита и каменной соли. В слоях сильвинита обнаруживается 10—40 сильвинитовых прослоев, а разделяющие их слои каменной соли состоят из 35—50 годовых прослоев (см. рисунок). Этим чередованием выявляется второй порядок перио-

дичности галогенной седиментации. Он говорит о том, что садка сильвина красных сильвинитов не происходила непрерывно в течение долгого срока. После нескольких лет садки (10—40 лет) она прекращалась (на 20—50 лет), а затем вновь возобновлялась на тот же срок. Так, образовывались на Верхнекамском месторождении пласты КрIII, КрII, КрI. После образования сильвинитового слоя садка сильвина прекращалась на более длительный срок — 50—100 лет. Чередование пластов выражает периодичность третьего порядка.

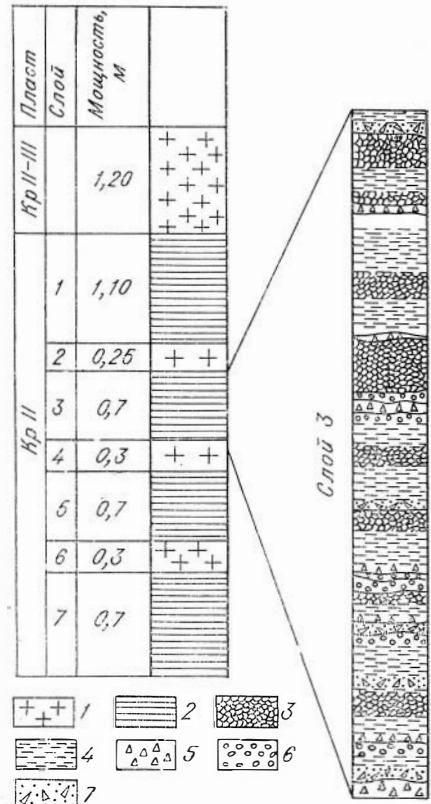
Почти всегда в кровле пластов калийных пород находится слой тонкослоистой карбонатно-ангидрито-глинистой породы мощностью до 4—20 см (иногда и более). Наличие этих прослоев указывает на прекращение садки солей на десятки лет. Эти прослои выдержаны на всей площади распространения солей, что говорит об одновременности прекращения садки, вызванной быстрым затоплением впадины солеродного бассейна пресными водами.

Менее четко сезонная слоистость проявляется в карналлитовых и бишофитовых породах в связи с низким содержанием NaCl в рапе. Годичные прослои выделяются тонкими и невыдержанными слойками галита высаливания с небольшой примесью других минералов. Но слои глинистой каменной соли четко выделяются и прослеживаются на большие расстояния.

Слои выделяются в каинитовых, каинит-лангбейнитовых и других калийных породах. Наличие этих слоев говорит о том, что во всех случаях садка калийных солей происходила в течение небольшого количества лет и многократно повторялась. Если время седиментации соленосных серий определяется сотнями тысяч лет, существование солеродных водоемов — десятки тысяч лет, то на долю существования калийных водоемов приходится десятки, иногда сотни лет.

Садка галита при испарении сопряжена с возникновением калийного рассола, постепенно накапливающегося на дне галитового водоема и заполняющего пространство между зернами осадка и перемещающегося в пониженные части дна водоема. Вполне вероятно, что часть калийных рассолов разгружается в связи с уплотнением осадков при диагенезе и поступает из окраинных мелководных участков водоема.

Если сгущается метаморфизованная рапа, на дне будет накапливаться сильвиновый рассол — приблизительно 17% от испарившегося объема галитового рассола. В изотермической обстановке сильвиновый рассол будет высаливать галит и только при его охлаждении начнется выпадение сильвина и накопление на дне карналлитового рассола. Следовательно, садка сильвина может начаться только в том случае, если рассол попадает в активную зону, т. е. в политермические условия на



Стратиграфия пласта Кр II в разрезе шахты 3, БККП (по А. Л. Протопопову) и ритмограмма слоя 3 этого пласта (по Б. М. Голубеву).

1 — каменная соль, 2 — красный сильвинит, 3 — сезонные слойки красного сильвинита, 4 — зернистый галит (голубой, светлосерый), 5 — «лодочки» галита, 6 — тонкозернистый галит высаливания, 7 — темно-серый перистый галит.



глубине не более 15—20 м. Аналогичные условия характерны и для карналлитового рассола. Таким образом, калийные водоемы, созданные сгущением метаморфизованной рапы, для образования калийных осадков должны быть мелководными. Это требование подтверждается и при изучении разрезов соляных пород. Каменная соль, подстилающая калиеносные части разреза, отличается постоянством текстуры и серой окраской разной интенсивности. В части же разреза с калийными солями в каменной соли появляются разновидности, окрашенные в светло-красные, розовые и желтые цвета, вкрапленники и сезонные прослои калийных минералов, галита высаливания и многолетние прослои не-соляных пород. Все эти данные указывают на непостоянство режима, характерное для мелководных водоемов.

При сгущении неметаморфизованных сульфатных рассолов минералы седиментационных парагенезисов (эпсомит, сильвин, карналлит) также выпадают при охлаждении, следовательно, и в этом случае существовали неглубокие, не выше 10—15 м, по мнению многих исследователей, водоемы.

Для различных частей месторождения ритмограммы калийных пластов совпадают. Это говорит о том, что садка солей на всей площади водоема осуществлялась единообразно, в условиях изолированного состояния водоема при отсутствии или слабо проявленных течениях. Краевые части сильвинитовых пластов изучены недостаточно. В Припятской впадине, по наблюдениям Ю. И. Лупиновича и В. З. Кислика, при выклинивании сильвинитовые слои распадаются на вкрапленники; границы выклинивания отдельных сезонных прослоев в своих горизонтальных проекциях не совпадают.

Фациальные отличия в составе первичных парагенезисов в сезонных калийных слоях четко не установлены. Наиболее часто наблюдается увеличение нерастворимого в воде осадка в направлении к берегу, с которого поступала кластика.

Во многих месторождениях наблюдается замещение сильвина карналлитом и карналлита сильвином, с образованием промежуточных сильвин-карналлитовых пород, вторичных сильвинитов и карналлитовых пород. Эти переходы связаны с послеседиментационными процессами. В карналлитизированных сильвинитах сохраняется неравномерно-полосчатая текстура, характерная для сильвинитов. В сильвинитизированных карналлитах отсутствует полосчатая текстура, а проявляется массивная. Для этого случая характерно образование пестрых сильвинитов.

Каннит, лангбейнит, кизерит в составе парагенезисов калийных пород были образованы в послеседиментационные этапы формирования (Валяшко, 1962).

В пределах всех калийных месторождений обнаружены своеобразные участки, в которых выклиниваются сезонные слои калийных минералов. Калийные породы переходят в каменную соль, карналлитовые породы — в пестрые сильвиниты.

Эти участки, которые называют зонами замещения, обеднения, выклинивания (или фертабунги немецких геологов), в виде отдельных островков разных размеров и форм разбросаны среди поля распространения калийных пород. Иногда зоны замещения располагаются в краевых частях (юго-восточная часть Верхнекамского калийного бассейна). Вопрос генезиса этих зон находится в стадии обсуждения, мнения исследователей расходятся. Одни исследователи считают их фациями наиболее мелководных участков водоема, отображающими рельеф дна, другие связывают их образование с диагенетическим этапом формирования соляных пород или проникновением восходящих агрессивных рассолов в начале катагенеза за счет вод дегидратации.

В данной статье автор коснулся особенностей геологической обстановки, определяющей возникновение солеродных водоемов, характера

дифференциации их рассолов, условий возникновения калийных водоемов и происходящей в них седиментации. Остальные этапы формирования соленосных серий остались незатронутыми. Автор далек от мысли, что в освещенных вопросах достигнута полная ясность, исключающая необходимость дальнейших исследований, но убежден в том, что положения, лежащие в основе наших представлений об особенностях водно-солевого баланса солеродных водоемов так же, как и физико-химическая интерпретация галогенеза, являются достоверными.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бирна Л. М.** В защиту гипотезы глубинного происхождения солей.— «Геологический журнал», 1974, т. 34, вып. 1, с. 82—89.
- Валяшко М. Г.** Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 395 с.
- Иванов А. А., Воронова М. Л.** Галогенные формации. М., «Недра», 1972. 326 с.
- Калинко М. К.** Соленакпление, образование соляных структур и их влияние на нефтеносность. М., «Недра», 1973. 129 с.
- Копнин В. И.** Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуральяского прогиба.— В кн.: Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь, Пермское книжное изд-во, 1973, с. 221—239.
- Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью.** Минск, «Наука и техника», 1966. 314 с.
- Машович Я. Г.** Взаимоотношение соленосной и перекрывающей ее красноцветной терригенной формации кембрия на юге Сибирской платформы. Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1974. 25 с.
- Петриченко И. О.** Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Киев, «Наукова думка», 1973. 91 с.
- Протопопов А. Л.** О генезисе каменной соли высаливания.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с. 69—93. (Труды ВНИИГ, вып. 60).
- Созанский В. И.** Геология и генезис соленосных образований. Киев, «Наукова думка», 1973. 198 с.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 545 с.
- Страхов Н. М.** Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971. 405 с.
- Уразов Г. Г.** О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения.— «Труды ГРУ НКТП СССР», 1932, вып. 43, с. 28—58.
- Фивег М. П.** Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Книга 3 и 4. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1956, с. 235—241.
- Фивег М. П.** О значении колебания уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий.— В кн.: Материалы по геологии районов соленакпления. М., «Недра», 1964, с. 61—69. (Труды ВНИИГ, вып. 45).
- Фивег М. П., Банера Н. И.** Палеогеография кунгурского соленакпления восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 1, с. 33—44.
- Чумаков И. С.** Геологическая история Средиземного моря конца миоцена — начала плиоцена.— «Бюлл. МОИП. Серия геол.», 1971, № 3, с. 150—151.
- Шмальц Р. Ф.** Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов.— В кн.: Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., «Недра», 1972, с. 5—45.
- Яншин А. Л.** О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 1, с. 3—15.
- Яншин А. Л.** Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья в Сибири.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1964, вып. 5, с. 3—30.
- Nesteroff W. D.** The Sedimentary History of the Mediterranean Areal During the Neogene.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, D. C., 1972.
- Richter-Bernburg G.** Über salinare Sedimentation.— Z. deutsch. geol. Ges., 1955, Bd 105, S. 593—645.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СОЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Большинство исследователей относит галогенные отложения к эвапоритам, т. е. к образованиям, возникшим при испарении природных вод. Это положение базируется на многих факторах и прежде всего на почти полном соответствии минеральных ассоциаций эвапоритов и вмещающих их пород солевому составу исходных вод и рассолов и характеру протекающих в них физико-химических процессов.

Такая закономерность давно была подмечена для рассолов и соляных осадков современных озер континентального и морского происхождения, для которых Н. С. Курнаковым, М. Г. Валяшко и другими были выделены карбонатный (содовый), сульфатный и хлоридный типы. Для древних галогенных формаций эта закономерность была менее очевидна и только с открытием характерных ископаемых отложений содового (эоценовая формация Грин-Ривер) и хлоридного (тах-гидритовые залежи меловой пачки Ибура) типов выявилась соответствующая аналогия гидрохимических типов современных и ископаемых соляных пород.

Анализ природных ассоциаций (парагенезов) соляных минералов (рис. 1) показывает, что они хорошо согласуются с выделенными М. Г. Валяшко (1961, 1962) и Н. М. Страховым (1962) карбонатным (содовым), сульфатным и хлоридным типами галогенеза, соответствующими гидрохимическим типам природных вод и рассолов и их физико-химической природе (рис. 2).

Наиболее четко типы парагенезов соляных минералов, а следовательно, и галогенеза, определяются при его полном развитии, когда галогенез достигает самых высоких стадий — кристаллизации калийных солей и хлоридов магния и кальция. При неполном развитии галогенеза характерные особенности типов могут несколько затушевываться, однако специфические черты их намечаются даже на самых ранних стадиях. При концентрировании содовых вод интенсивно осаждаются карбонаты кальция и магния, но из них никогда не выпадает гипс. Поэтому вмещающие толщи содовых эвапоритов отличаются повышенной магнезиальностью (доломиты, доломитизированные известняки, сланцы и т. д.) при отсутствии гипса и ангидрита.

В сульфатных водах, наряду с карбонатами кальция и магния, происходит садка гипса (возможно, и ангидрита), что соответствует высокой сульфатности пород, вмещающих соляные эвапориты. В таких водах осаждение доломита (точнее протодоломита) более вероятно только в углемагниевого типах вод (по Н. М. Страхову, 1962). При образовании эвапоритов за счет типично хлоридных вод, содержащих хлористый кальций, вмещающие отложения характеризуются, как правило, слабой сульфатностью (гипс, ангидрит), а доломит в них может быть только вторичным.

Физико-химическая природа исходных типов вод и рассолов существенно влияет и на формирование калиеносных эвапоритов. Наиболее благоприятные условия для образования хлористых солей калия создаются, по-видимому, при испарении сульфатно-магниевого рассола сульфатного типа и хлоридных рассолов. Преимущественное выпадение сульфатов калия более вероятно из рассолов, обогащенных сульфатными солями. В содовых рассолах растворимость калийных солей выше растворимости карбонатов натрия и даже при повышенных содержаниях калия (озера Спрлс, Катвэ и др.) условия для первичной кристаллизации калийных минералов создаются крайне редко. Это

подтверждается и распределением калийных минералов в различных типах парагенезов. В типично хлоридных ассоциациях, включающих первичный тахгидрит, преобладает карналлит, а первичные сульфатно-калийные минералы отсутствуют.

В сульфатно-хлоридном (сульфатно-магниевом) типе доминируют карналлит, каинит, обычен полигалит. Для сульфатных ассоциаций характерны лангбейнит, леонит и шенит, т. е. сульфатные калий-натриевые и калий-магниевые соли, а в сульфатно-натриевом подтипе возможен глазерит. В содовых парагенезах первичным является глазерит, а вторичным — ганксит.

Сильвин наиболее широко представлен в хлоридных и сульфатно-хлоридных (сульфатно-магниевых) парагенезах и возможен в сульфатно-натриевом типе. В ассоциациях с содовыми минералами сильвин не обнаружен.

Хлористый натрий (галит) в значительных количествах встречается во всех типах минеральных ассоциаций и поэтому не является генетически определяющим компонентом. В содовом парагенезе возможны вторичные минералы, содержащие хлорид натрия — нортупит и сульфогалит.

Среди древних калиеносных формаций широко распространены также минеральные парагенезы, среди которых преобладают сильвин, карналлит и галит при почти полном отсутствии или слабом развитии сульфатно-магниевых или хлоридно-кальциевых солей, точный гидрохимический тип которых, как и формирующих их рассолов, проблематичен. Такие парагенезы соляных минералов могут возникать из слабо-сульфатных рассолов сульфатно-магниевого подтипа сульфатного типа или из рассолов хлоридного типа при галогенезе, не достигающем садки солей, содержащих хлориды кальция.

Некоторые различия типа галогенеза намечаются и по распределению микроэлементов (Br, B, Sr, Rb и др.) в рассолах, соляных и вмещающих их породах (Бойко, 1973), а также по набору аутигенных силикатов, образующихся на различных стадиях галогенеза.

Общеизвестно, что минерализация и солевой состав поверхностных и подземных вод, питающих внутриконтинентальные солеродные бассейны, варьируют в широких пределах и они могут относиться ко всем гидрохимическим типам. Это, например, хорошо подтверждается распределением типов современных солоноватых и соляных озер, находящихся на территории СССР и других регионов мира. Так, среди учтенных 668 озер с минерализацией более 5 г/л (в том числе 440 с минерализацией более 50 г/л) преобладают сульфатные (442 или 66,2%). Среди них 251 озеро (37,6%) относится к сульфатно-магниевому, а 191 (28,6%) к сульфатно-натриевому подтипам. Содовые озера занимают второе место — 208 озер (30,8%), из них 73 (11%) с минерализацией более 50 г/л, и только 20 озер (3%) являются типично хлоридными с минерализацией более 25 г/л. Рассолы и донные отложения многих озер — сульфатных (Кара-Богаз-Гол, Большое Соленое, Кучукское, Кулундинское и др.), содовых (Рудольф, Натрон, Магади, Сирлс, Оуэнс, Катвэ, Саммер, Ван, Самбхар и др.) и хлоридных (Мертвое море, Баскунчак, Цархан, Эби-Нур и др.) — обладают запасами, превышающими сотни миллионов и десятки миллиардов тонн, т. е. являются крупными или уникальными месторождениями минеральных солей. Показательны в этом отношении и другие данные.

Из огромного количества современных минерализованных и соляных озер, имеющих на поверхности Земли, зафиксировано 182 озера площадью 10—50 км<sup>2</sup>, 139 — 50—150 км<sup>2</sup>, 85 — 150—300 км<sup>2</sup>, 46 — 300—600 км<sup>2</sup> и 67 озер площадью более 600 км<sup>2</sup>. Все они размещаются в пределах аридных и полуаридных зон континентов. Время существования большинства озер редко древнее четвертичного периода, т. е. не

Минералы и их состав		Содовые														
		Давсонит	Бурбанкит	Пирсонит	Гейлюссит	Шортит	Эйтелит	Назколит	Весейдерит	Трона	Наatron	Термонаатрит	Нартупит	Тизит	Ганксит	Буркшит
Содовые	Давсонит	$NaAl(CO_3)_2(OH)_2$	■	○			○	○	○	○						
	Бурбанкит	$4(Ca, Ba...)Na_2CO_3$	○	■			○	○	○	○						
	Пирсонит	$CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$			■	○				○			○	○	○	○
	Гейлюссит	$CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 5H_2O$			■	■		○		○			○	○	○	○
	Шортит	$2CaCO_3 \cdot Na_2CO_3$	○	○	○	○	■		○	○			○			
	Эйтелит	$MgCO_3 \cdot Na_2CO_3$	○	○			○	■								
	Назколит	$NaHCO_3$	○	○	○		○	○	■	○				○	○	○
	Весейдерит	$3NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3$							○	■	○					
	Трона	$NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$	●	●	●	●	●		●		■	●	●	●	●	●
	Наatron	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$				●				●	■	●				
	Термонаатрит	$Na_2CO_3 \cdot H_2O$								○	○	■				
	Нартупит	$Na_2CO_3 \cdot MgCO_3 \cdot NaCl$			○	○			○	○			■		○	○
	Тизит	$2Na_2CO_3 \cdot 2MgCO_3 \cdot Na_2SO_4$			○	○			○	○				○	■	○
	Ганксит	$2Na_2CO_3 \cdot 9Na_2SO_4 \cdot KCl$			○	○			○	○					○	○
Буркшит	$Na_2CO_3 \cdot 2Na_2SO_4$			○				○	○					○	○	
Сульфатные	Сульфогалит	$2Na_2SO_4 \cdot NaF \cdot NaCl$				□	□		□	□					□	□
	Тенардит	$Na_2SO_4$			■	■			■	■	■	■	■	■	■	■
	Мирабилит	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$				■			■	■	■					
	Глазерит	$Na_2SO_4 \cdot 3K_2SO_4$			■					■					■	■
	Вантофарит	$3Na_2SO_4 \cdot MgSO_4$														
	Лёвезит	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2,5H_2O$														
	Астраханит	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$														
	Глауберит	$Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$														
	Ланебейнит	$K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$														
	Леонит	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$														
	Шёнит	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$														
	Полигалит	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$														
	Синенит	$K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot H_2O$														
	Гёргеит	$K_2SO_4 \cdot 5CaSO_4 \cdot H_2O$														
Кизерит	$MgSO_4 \cdot H_2O$															
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$															
Каинит	$MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$															
Хлоридные	Сильвин	$KCl$														
	Карналлит	$MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$														
	Бишофит	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$														
	Хлорокальцит	$CaCl_2 \cdot KCl$														
	Тажеидрит	$CaCl_2 \cdot MgCl_2 \cdot 12H_2O$														
Галит	$NaCl$	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Гидрогалит	$NaCl \cdot 2H_2O$										+					

Рис. 1. Природные ассоциации

1 — содовые минералы; 2—4 — сульфатные минералы, содержащие сульфаты натрия (2), кальция (3) и магния (4); 5 — галит и гидрогалит; а — первично-содовые минералы; б — минералогические проявления

Сульфатные													Хлоридные					Распространение						
Сульфогалит	Тенардит	Мирабиллит	Глазерит	Вантгарфрит	Лёвелит	Астраханит	Глауберит	Ланебейнит	Леонит	Шенит	Полисалит	Синевит	Гёргегит	Кизерит	Эпсомит	Каннит	Сильвин		Карналлит	Бичфордит	Хлорокальцит	Тасеидрит	Галит	Гидрогалит
																						○	ЛМ	
																							○	М
○	○		○																			○	ЛМ	
●	●		●																			●	ЛМ	
																						○	ЛМ	
																						○	М	
	○	○																				○	ПЛМ	
																						○	М	
●	●	●	●																			●	ПЛМ	
	●	●																				●	ПЛМ	
○	○	○																				○	ЛМ	
○	○																					○	ЛМ	
○	○																					○	М	
○	○		○																			○	ЛМ	
○	○		○																			○	ЛМ	
○	○																					○	Л	
■	■	■	■	■		■	■	■								■						■	ПЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■							■	ПЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ПЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ПЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ПЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ПЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ПЛМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	М	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ПМ	
■	■	■	■	■		■	■	■		■	■	■			■		■					■	ПМ	
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	П	
		+																				+	М	
	5				6			7			8													
	■				▲			◆			+													
					▲			◆																
								◇																

соляных минералов.  
 (3) и только сульфаты магния (4); 5—8 — хлоридные минералы: 5 — сильвин, 6 — содержащие хлоридные минералы, б — первично- и вторично-седиментационные, в — вторично-седиментационные, л — локальные проявления, п — породообразующий минерал.

Тип галогенеза	Содовый	Сульфатный		Хлоридный
		сульфатно-натриевый	сульфатно-магниевый	
Гидротермический тип вод	I	II	III	IV
Солевой состав исходной воды	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> NaHCO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) NaCl(KCl)	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) MgSO <sub>4</sub> (CaSO <sub>4</sub> ) NaCl(KCl)	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> MgSO <sub>4</sub> (CaSO <sub>4</sub> ) MgCl <sub>2</sub> NaCl(KCl)	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (CaSO <sub>4</sub> ) CaCl <sub>2</sub> MgCl <sub>2</sub> NaCl(KCl)
Определяющая равновесно-солевая система	NaHCO <sub>3</sub> -Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> -NaCl H <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> )- MgSO <sub>4</sub> -NaCl- (MgCl <sub>2</sub> ) H <sub>2</sub> O	MgSO <sub>4</sub> (Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> )- MgCl <sub>2</sub> -NaCl(KCl) H <sub>2</sub> O	CaCl <sub>2</sub> -MgCl <sub>2</sub> - NaCl(KCl) H <sub>2</sub> O
Основные сопутствующие компоненты	CaCO <sub>3</sub> MgCO <sub>3</sub> ·CaCO <sub>3</sub> MgCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub> MgCO <sub>3</sub> ·CaCO <sub>3</sub> ·x) CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O MgCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub> MgCO <sub>3</sub> ·CaCO <sub>3</sub> ·x) CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O MgCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub> CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O MgCO <sub>3</sub>
Содовые минералы	Давсонит NaAl(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>			
	Бурбанкит 4(Ca, Ba...)Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>			
	Гейлюссит CaCO <sub>3</sub> ·Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·5H <sub>2</sub> O			
	Пирсонит CaCO <sub>3</sub> ·Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·2H <sub>2</sub> O			
	Шортит 2CaCO <sub>3</sub> ·Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>			
	Зителит MgCO <sub>3</sub> ·Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>			
	Назколит NaHCO <sub>3</sub>			
	Веешейдерит 3NaHCO <sub>3</sub> ·Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>			
	Тосна NaHCO <sub>3</sub> ·Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·2H <sub>2</sub> O			
	Натрон Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·10H <sub>2</sub> O			
	Гермонатрит Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O			
	Нартупит Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·MgCO <sub>3</sub> ·NaCl			
	Тизит 2Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·2MgCO <sub>3</sub> ·Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>			
Ганксит 2Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·9Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·KCl				
Буркеит Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·2Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>				
Сульфатные минералы	Сульфогалит 2Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·NaF·NaCl			
	Тенардит Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>			
	Мирабилит Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·10H <sub>2</sub> O			?
	Глазерит Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·3K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>			?
	Винтгоферит 3Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub>			?
	Левезит Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·25H <sub>2</sub> O			
	Астраханит Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·4H <sub>2</sub> O			
	Глауберит Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·CaSO <sub>4</sub>			
	Лангбейнит K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·2MgSO <sub>4</sub>			
	Леонит K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·4H <sub>2</sub> O			
	Шённит K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·6H <sub>2</sub> O			
	Полигалит K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·2CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O			
	Сингенит K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·CaSO <sub>4</sub> ·H <sub>2</sub> O			
	Гёргевит K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·5CaSO <sub>4</sub> ·H <sub>2</sub> O			
	Кизерит MgSO <sub>4</sub> ·H <sub>2</sub> O			
	Эпсомит MgSO <sub>4</sub> ·7H <sub>2</sub> O			
	Качинит MgSO <sub>4</sub> ·KCl·3H <sub>2</sub> O			
Хлоридные минералы	Сильвин KCl			
	Карналлит MgCl <sub>2</sub> ·KCl·6H <sub>2</sub> O			
	Бишофит MgCl <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O			
	Хлорокальцит CaCl <sub>2</sub> ·KCl			
	Тахвидрит CaCl <sub>2</sub> ·2MgCl <sub>2</sub> ·12H <sub>2</sub> O			
	Галит NaCl			
Гидрогалит NaCl·2H <sub>2</sub> O				



1



2

превышает 1 млн. лет. Если допустить, что удельная плотность минерализованных озер на площадях древних аридных зон была аналогична современной, а средняя продолжительность существования крупных озер составляла 0,1—0,5 млн. лет, то количество соляных озер прошлых периодов, например с верхнего палеозоя, выразится значительной цифрой.

Несомненно, многие из них имели соляные осадки, которые переходили в ископаемое состояние, что подтверждается выявлением в СССР и за рубежом крупных месторождений мирабилита, тенардита, глауберита, астраханита, галита, троны, нахколита, сформировавшихся на континентальных бассейнах. Суммарная площадь распространения содоносной формации Грин-Ривер (палеоген) в межгорных впадинах Скалистых гор США превышает 30 тыс. км<sup>2</sup> при мощности только соленосных пачек до 300—600 м. Запасы одних содовых солей (троны, нахколита, давсонита и др.) в них превышают сотни миллиардов тонн, т. е. сопоставимы со многими крупнейшими месторождениями калийных солей мира (Баталин и др., 1973).

Мощность соляных пород пачки Ибура мелового возраста (Бразилия), включающей уникальные залежи тахгидрита (до 100 м), достигает 400—500 м (Wardlaw, 1972).

Все это показывает, что не только в современную, но и в прошлые эпохи существовали условия, благоприятные для формирования мощных соленосных континентальных отложений различных гидрохимических типов галогенеза.

Об этом в определенной мере свидетельствует и наличие в настоящее время крупнейших внутриконтинентальных озер — Каспийского моря, Байкала, Балхаша, Аральского моря, Виктории, Танганьики, Ньясы, Хубсугула, Эри и многих других, существование которых не только отражает геолого-структурные и ландшафтно-климатические обстановки возникновения и развития пресных или слабоминерализованных озер, но и указывает на потенциальные возможности появления крупных континентальных солеродных бассейнов разных гидрохимических типов. Несомненно, в прошлые эпохи имелись благоприятные предпосылки для широкого распространения таких же, а может быть и более крупных озер. Именно гидрохимический подход к выделению типов галогенеза современной эпохи позволил Н. М. Страхову уверенно предсказать, что «...едва ли можно сомневаться в том, что дальнейший разворот работ по континентальным отложениям... 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» (Страхов, 1972, с. 283).

Среди древних галогенных формаций континентального происхождения наиболее известны сульфатоносные, которые фиксируются с палеозойской эры (Иванов, Воронова, 1972; Корневский, 1973). Они установлены как в СССР (Чу-Сарысуйская впадина, Прикаспий, межгорные впадины Тянь-Шаня, Предкопетдагский прогиб), так и за рубежом (в Испании, Италии, ГДР, США, Канаде, Китае). Характеристике их, как и современным сульфатным бассейнам, например Кара-Богаз-Голу, посвящено много специальных работ. Поэтому в настоящей статье рассмотрены только некоторые закономерности формирования континентальных отложений с более детальным анализом менее известных формаций содового и хлоридного типов, следы которых также устанавливаются с палеозоя.

Рис. 2. Типы галогенеза и распространение соляных минералов.

Минералы: 1 — первично-седиментационного происхождения, (первичный в водах с  $\text{rHCO}_3^- + \text{rCa}^{2+}$ ), 2 — вторично-седиментационного происхождения



Гидрохимический тип континентального галогенеза определяется составом поверхностных и подземных вод, питающих солеродные бассейны. Поэтому влияние структурно-геологических и ландшафтно-климатических факторов на континентальный галогенез более выражено, так как в этом случае они контролируют не только закономерности размещения, размеры и продолжительность существования солеродных бассейнов, но и обуславливают особенности формирования состава и распространения питающих их вод. Но поскольку структурно-геологические и ландшафтно-климатические условия различных участков Земли неодинаковы и со временем изменяются, то и история континентального галогенеза складывается не только из количественных, но и из качественных изменений как в пространстве, так и во времени. При этом континентальный галогенез менее компактен и более рассредоточен и в пространстве, и во времени.

Это предопределяет, во-первых, разнообразие гидрохимических типов соляных озер даже в пределах одного региона, во-вторых, сравнительно редкое сочетание условий, благоприятных для возникновения крупных солеродных бассейнов, где могли бы формироваться мощные залежи эвапоритов, в-третьих, более жесткие условия для захоронения и сохранения отложившихся солей. Характерно, что континентальные красноцветы имеются в разрезах многих галогенных формаций, часто подстилают и перекрывают их. Суммарная мощность континентальных преимущественно терригенно-карбонатных комплексов палеогена, вмещающих содоносные пачки Уилкинс-Пик (впадина Грин-Ривер) и Парашют-Крик (впадина Пайсинес-Крик и Уинта), достигает 4000—5000 м (Баталин и др., 1973). В Бразилии подстилающие соленосную пачку Ибура верхнеюрские и нижнемеловые отложения представлены преимущественно терригенными породами неморского происхождения и имеют мощность более 6000 м (Wardlaw, 1972).

Решающее значение в возникновении континентальных бассейнов, где могут развиваться процессы галогенеза, принадлежит тектоническим условиям. Именно они контролируют преимущественную локализацию крупных соляных озер, ископаемых месторождений и солепроявлений континентального галогенеза во впадинах и депрессиях горноскладчатых и эпигеосинклинальных систем, предгорных прогибов, а также краевых частей платформ, т. е. в отрицательных структурах, наиболее благоприятных для аккумуляции минеральных солей.

Такое тектоническое и геоморфологическое положение их обусловлено наличием в этих регионах: 1) локальных ландшафтно-климатических зон с развитием гумидных (площади питания) и аридных (площади аккумуляции) территорий; 2) благоприятных предпосылок для активизации тектонического режима и интенсификации водообмена в осадочных и кристаллических породах с формированием подземных и поверхностных вод разных гидрохимических типов (в том числе и под влиянием вулканизма); 3) групп или систем проточных, полупроточных и бессточных озер, связанных и питающихся временными или постоянными водотоками, дренирующими гумидные участки горного обрамления и других территорий. При определенных сочетаниях и условиях это ведет к интенсификации процессов соленакопления как по масштабу, так и по времени, формированию мощных отложений, их быстрому захоронению и сохранению. В солевом питании континентальных озер основную роль играют поверхностные (преимущественно речные) и подземные воды, дренируемые на площадях водосбора. В большинстве случаев это пресные, солоноватые и, очень редко, соленые воды. Процессы концентрирования их, начиная с самых ранних стадий, происходят или непосредственно в солеродном бассейне, или в серии промежуточных (подготовительных) озер. При этом возникают условия: для испарения пресных, солоноватых и соленых вод на значительной пло-

щадн; последовательного повышения минерализации вод в верховых и промежуточных озерах и усиленного питания низовых (конечных) озер; дифференциации терригенного, хемогенного (и даже биогенного) материала в верховых, промежуточных и конечных бессточных озерах и интенсивного накопления солей в последних.

Образование таких систем или групп озер может быть связано с развитием тектонических впадин и депрессий (в том числе рифтовых), с наличием эрозионно-тектонических и речных долин, а также с распадом крупных озер при усыхании. Эти системы могут располагаться или в тектонически активных (запад Северной и Южной Америки, Восточная Африка, Центральная Азия, Тянь-Шань), или в относительно спокойных (Западная Сибирь, Казахстан, Северная Африка) регионах. Классическими примерами современных систем являются: оз. Рублево — оз. Демкино — озера Танатар, р. Кулунда — оз. Кулундинское — оз. Кучукское (Западная Сибирь), озера Восточной Рифтовой долины, р. Оуэнс — оз. Чайна — оз. Сирлс (Калифорния), р. Волга — Каспийское море — Кара-Богаз-Гол и др.

Значительное речное питание получают Мертвое море и Большое Соленое озеро, которые являются остатками крупных внутриконтинентальных озер Лизан и Бонневиль и их более древних предшественников. Не являлось исключением в этом отношении и эоценовое оз. Госвит, в котором сформировались содоносные залежи впадины Грин-Ривер. Поднятием Рок-Спрингс и мелководными барами это озеро разделялось на ряд полуизолированных бассейнов (Bradley, Eugster, 1969). В наиболее пониженных депрессиях, где отлагались пласты троны и галита, испарение вод компенсировалось в основном притоком менее соленых вод из северной части озера и восточного залива (впадина Уошаки). Последний с оз. Госвит соединялся узким проливом и питался водами двух крупных рек, стекавших с Гранитных гор и хр. Уинта.

Существование промежуточных подготовительных бассейнов, в которых произошло выпадение подавляющего количества карбонатов и сульфатов кальция, допускает и Н. Уордлоу (Wardlaw, 1972) для рифтовых впадин восточного побережья Бразилии.

Естественно, что континентальный галогенез содового, сульфатного и хлоридного типов может развиваться только при наличии гидрохимических предпосылок, предопределяющих устойчивое питание бассейна водами соответствующего типа. Принципиально озера того или иного типа могут возникнуть вследствие питания их исключительно или преимущественно водами данного типа, а также при формировании такого состава вод непосредственно в самом озере. Вместе с этим многочисленные примеры показывают, что только региональное или локальное распространение подземных и поверхностных вод конкретного гидрохимического типа является основой регионального или локального распространения соответствующих соляных озер.

Это, например, хорошо подтверждается региональным распространением подземных и поверхностных содовых вод в Восточной Африке, где широко представлены пресные и минерализованные содовые озера: Виктория, Танганьика, Ньяса, Киву, Рудольф, Накуру, Ханнингтон, Катвэ, Натрон, Магади и др. Часть из них образует взаимосвязанные системы, отражающие в определенной мере различные стадии существования солеродных бассейнов содового типа.

В этом регионе сочетание докембрийских, преимущественно гранитоидных, пород кристаллического фундамента и щелочных вулканических пород при наличии благоприятных климатических и тектонических предпосылок для их интенсивного выветривания предопределило широкое распространение высокосодовых подземных и поверхностных вод с низкой сульфатностью и хлоридностью.

Значительно большая пестрота магматических, осадочных и метаморфических пород, а также ландшафтных зон Калифорнии и Невады, наоборот, обуславливают высокую сульфатность и хлоридность содовых вод, а также широкое развитие здесь вод других гидрохимических типов и соответствующих им соляных озер и соленосных отложений четвертичного и неогенового возраста (Долина Панаминт, Долина Смерти и др.). Тем не менее при доминирующем распространении гранитоидных пород на гумидных площадях хр. Сьерра-Невада преобладают маломинерализованные поверхностные и подземные воды содового типа, гидрокарбонатно-кальциевого состава, обеспечивающие содовый состав р. Оуэнс и озер Оуэнс, Чайна, Сирлс. Преобладающая роль речного водно-солевого питания этих озер отражается как в последовательном изменении минерализации вод и рассолов, так и в характере их содоносных отложений.

Поступление солей в эоценовые озера впадин Грин-Ривер, Уинта, Пайсинес-Крик также связывается с притоком речных и подземных вод с площадей их водосбора, включая и минеральные источники. Так, например, проведенные расчеты (Баталин и др., 1973) усредненного состава вод, питающих оз. Госвит (впадина Грин-Ривер), показывают, что он близок к составу вод, поступающих в систему р. Оуэнс — оз. Сирлс.

Формирование содовых вод на водосборной площади оз. Госвит было связано с химической денудацией и разрушением преимущественно докембрийских комплексов хребтов Уинта, Уинд-Ривер и Гранитных гор и вулканических пород на фоне повышенной тектонической и вулканической активности. Интенсивный вулканизм характерен и для других регионов широкого развития содовых вод (Восточная Африка, Закавказье, Калифорния и Невада).

Закономерность этого явления заключается в том, что в таких районах усиливаются процессы вывода на поверхность эффузивных пород, обогащенных натрием, насыщения вод вулканогенной и термометаморфогенной углекислотой, развития термальной активности и интенсивного взаимодействия вод с магматическими породами, в том числе и энергичного выщелачивания лав и пеплов (Баталин и др., 1973; Кондаков, Муши, 1974). Еще большая зависимость процессов формирования состава озерных вод от ландшафтно-климатических факторов наблюдается в юго-восточной части Обь-Иртышского междуречья, где материнский субстрат выветривающихся пород представлен монотонными по составу песчано-глинистыми толщами континентального происхождения. Минерализованные и соляные озера здесь приурочиваются в основном к древним ложбинам стока или пониженным участкам, отражающим в общем плане структурный рельеф кристаллического фундамента и мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Локальное положение озер разных гидрохимических типов во многом определяется характером процессов почвообразования и почвенного засоления (Никольская, 1961; Базилевич, 1965; Станкевич, 1961). Так, содовые озера системы Танатар, находящиеся в юго-западном окончании Касмалинской долины, через озера Демкино и Рублево связаны с обширной группой верховых пресных озер, находящихся в зоне выветривания полевошпатовых песков в пределах сосновых ленточных боров. В степной зоне формируются преимущественно сульфатные воды, например, рек Кулунда и Кучук, играющих решающую роль в водно-солевом питании системы соляных озер Кулундинское — Кучукское. Последнее является крупным солеродным бассейном, к которому приурочена мощная корневая залежь мирабилита (Баталин, Эдигер, 1971). Исключительное влияние на водно-солевое питание Каспийского моря-озера, а следовательно, и на образование сульфатноносных отложений Кара-Богаз-Гола оказывают сульфатные воды р. Волги. При этом следует особо подчеркнуть, что структурно-тектоническая и ландшафтно-

климатическая обстановка формирования солевого состава Волги резко отлична от обстановки конечного солеродного бассейна этой системы — Кара-Богаз-Гола.

Более сложно решается вопрос о солевом питании континентальных бассейнов хлоридного типа.

Хлоридные (хлор-кальциевые) воды, как правило, высокоминерализованные, распространены сравнительно ограничено и характеризуются высокими значениями отношения  $Na:K$  (Станкевич, 1974). Они связаны в основном с древними соленосными и нефтегазоносными комплексами и являются продуктами сложных преобразований подземных вод других гидрохимических типов. В поверхностных условиях они встречаются также редко, хотя иногда отмечаются даже в речных водах (реки Алабука, Карасу, Арчалы и др. в Казахстане). Появление хлоридных вод озер большинство исследователей объясняет сложными физико-химическими и биохимическими процессами метаморфизации сульфатных (в том числе и морских) вод, так как в результате простого смешения вод любых гидрохимических типов хлоридные воды, как и содовые, не образуются.

Уникальным представителем современных озер хлоридного типа является Мертвое море. Рассмотрение вопросов происхождения его имеет важное значение, поскольку геолого-структурное положение Мертвого моря во многом аналогично положению ископаемых тахгидритовых залежей мелового возраста в Бразилии и Западной Африке. Последние также расположены в рифтовых грабенах, возникших в начальные стадии разделения Американского и Африканского континентов.

Современное Мертвое море представляет собой реликтовое озеро, унаследованное от неоген-четвертичных озерных бассейнов, карбонатно-соленосные отложения которых достигают мощности более 4000 м. Мертвое море имеет отчетливую стратификацию вод по минерализации (190—260 г/кг) и питается речными (р. Иордан) и высококонцентрированными подземными водами. Генезис последних проблематичен. И. К. Бентор (Иванов, Воронова, 1972) относит их к погребенной озерной рапе, другие исследователи связывают с выщелачиванием древних соленосных отложений, с разгрузкой глубинных хлор-кальциевых вод по рифтовым разломам (по аналогии с рассолами Красного моря) или с другими процессами (Wardlaw, 1972).

Вместе с этим правомерна и другая точка зрения. Воды р. Иордан, играющие ведущую роль в водном балансе озера, относятся к сульфатному типу (сульфатно-магниевый подтип) с минерализацией 1,3 г/л. Аналогичный состав, по-видимому, имело и древнее оз. Лизан, уровень которого в периоды максимального обводнения превышал современный уровень Мертвого моря на 220 м.

При усыхании оз. Лизан и концентрировании его вод происходила интенсивная садка карбонатных солей, а в период минимального стояния уровня (на 40 м, ниже современного) — и кристаллизация галита в мелководной южной части. Одновременно протекали процессы метаморфизации рассолов озера за счет взаимодействия их с поглощенным (Ca—Mg) комплексом глинистого материала, приносимого поверхностными водами. Рассолы, теряя натрий, обогащались кальцием и магнием. Последние частично осаждались в виде карбонатов и гипса, что привело к обессульфачиванию рассолов и появлению в них хлорида кальция.

Катионный обмен и садка гипса происходят и в настоящее время, особенно в прибрежной части и в зоне влияния р. Иордан, что подтверждается увеличением содержания кальция в северной части Мертвого моря. Наряду с гипсом осаждаются арагонит и низкомагнезиальный кальцит, которые совместно с терригенным материалом слагают ритми-

чески чередующиеся черные и белые прослойки среди современных донных осадков Мертвого моря. Значительная часть кальцита образуется в них благодаря полному разрушению сульфата кальция сульфат-редуцирующими бактериями и образованию карбоната в резко восстановительных условиях придонной части (Сендерс, Фридман, 1970).

С аналогичными процессами восстановления сульфатов Н. Уордлоу (Wardlaw, 1972) связывает, частично, отсутствие гипса и ангидрита в отложениях, подстилающих тахгидритовые залежи. При этом он подчеркивает, что устойчивая кристаллизация тахгидрита возможна при температуре более 22°C и специфическом составе рассолов (92,7 молей  $\text{CaCl}_2$  и 49,2 молей  $\text{MgCl}_2$  на 1000 молей  $\text{H}_2\text{O}$ ). С увеличением температуры выпадение минерала происходит при меньшей концентрации хлористого кальция.

Естественно, что даже при благоприятных тектонических, геоморфологических и гидрохимических предпосылках континентальный галогенез может интенсивно развиваться при наличии аридного или полуаридного климата.

Большинство современных соляных озер и солепроявлений располагается в аридных и семиаридных областях почти всех климатических поясов. Горизонтальная зональность распространения их усложняется вертикальной поясностью в горных районах, и соляные озера могут проникать в другие ландшафтно-климатические зоны (Восточная Африка, Забайкалье, Тибет). При этом существенную роль играют не региональные, а местные (локальные) факторы. Так, например, накопление содоносных пород формации Грин-Ривер происходило на фоне субтропического климата саванн (Лав и др., 1967; Bradley, Eugster, 1969) со значительным повышением аридности в межгорных впадинах.

Однако климат не только контролирует пространственное (региональное или локальное) положение областей и узлов соленакопления, но и обуславливает интенсивность, направленность и характер процессов солеобразования в континентальных бассейнах.

Наибольшее воздействие на галогенез оказывают многолетние (вековые) колебания аридности, выражающиеся в усилении или ослаблении периодических процессов соленакопления. Это влияние климата проявляется через понижение или повышение уровней озер, т. е. через рост или уменьшение минерализации рассолов и, следовательно, интенсификацию или ослабление как изотермических, так и политермических процессов кристаллизации солей.

В зонах жаркого или умеренно жаркого и теплого климата, где сезонные изменения температур выражены слабо, как циклические (годовые), так и периодические (многолетние) процессы обусловлены в основном колебаниями уровней озер и выражаются через изотермические процессы солеобразования. Именно эти процессы определили преимущественное накопление троны и галита в отложениях впадины Грин-Ривер, а также озер Сирлс, Магади, Натрон, Катвэ и др.

Политермические процессы характерны для соляных озер умеренного и умеренно холодного климата, где в условиях резко выраженных сезонных изменений температур поверхностных и даже донных рассолов интенсивно кристаллизуются натрон и мирабилит (озера Тана-тар и др.).

В связи с этим среди содоносных эвапоритов могут формироваться два подтипа минеральных парагенезов: содовый и содово-сульфатный. В первом доминируют карбонаты натрия и галит, а во втором к ним присоединяются сульфаты натрия — мирабилит и др.

При политермическом испарении сульфатных рассолов, в том числе и сульфатно-магниевого подтипа, возникают преимущественно сульфатно-натриевые ассоциации соляных минералов (озера Кучукское, Большое Соленое, Кара-Богаз-Гол). При изотермических процессах

преобладают парагенезы сульфатно-магниевого подтипа, поскольку из морских вод нормального состава кристаллизуются эпсомит, кизерит, каинит, карналлит, реже бишофит и галит (при 0—25°C). При более высоких температурах (40—110°C) с ними осаждаются левеит и лангбейнит.

Внутриконтинентальный солеродный бассейн представляет собой сложную водно-солевою систему, общая направленность, характер и динамика развития которой на всех стадиях существования определяются воздействием как внешних (тектонический режим, ландшафтно-климатические, гидрохимические и др.), так и внутренних (размер, глубина, изменение уровня, температуры, минерализации, стратификации вод, биологическая продуктивность и т. д.) факторов.

На разных стадиях развития озер (до начала садки легко растворимых солей) в накапливающихся осадках доминирует терригенный и биогенный материал. В содовых озерах уже на стадии пресных вод биогенное осаждение карбонатов кальция и магния сменяется хемогенным, которое на стадии солоноватых и соленых вод резко преобладает. На примере формации Грин-Ривер и осадков современных содовых озер (особенно Сирлс) нетрудно видеть, что общий литолого-фациальный профиль отложений, вмещающих содоносные образования, определяется широким развитием илесто-глинистых и известково-доломитовых пород, сильно обогащенных органическим веществом.

На более поздних стадиях, когда концентрация вод достигает насыщения по отношению к легко растворимым солям, начинается формирование соляных осадков. Сначала при наличии устойчивого слоя поверхностной рапы к карбонатам кальция и магния присоединяются кальций-магниевые натриевые соли типа гейлюссита, которые сопровождают эпизодическую садку соды, троны, мирабилита и галита, образующих новосадку или старосадку солей на дне озера. Устойчивый переход солей в донные отложения начинается тогда, когда донные рассолы также достигают насыщения по отношению к карбонатам, сульфатам и хлоридам натрия, а озеро в целом находится на стадии прогрессивного усыхания и периодического восполнения солей в поверхностных рассолах.

В связи с высокой щелочностью содовых рассолов и зависимостью их солевых равновесий от парциального давления  $\text{CO}_2$  большое значение имеют процессы образования соляных и других аутигенных минералов из донных рассолов, особенно при взаимодействии их с озерными (в том числе соляными) осадками. При этом могут возникнуть нахколит, давсонит, пирсонит, эйтелит, шортит, нортупит, а также кальций-магниевые натриевые силикаты (анальцит, стивенсит, лафлинит, сепиолит, адуляр), боросиликаты (сирлезит, лейкосфен, ридмергнерит, гаррелсит) и другие минералы. Большая часть этих минералов образуется при диагенезе и эпигенезе осадков после их захоронения, некоторые из них осаждаются и непосредственно из высокощелочных растворов.

В осадках содовых озер, как и вообще в галогенных толщах, часто имеет место чередование собственно соляных и несоляных отложений, вызванное периодической сменой условий осадконакопления как в годовых, так и в многолетних циклах. Однако неоднократное растворение, переотложение и перекристаллизация солей, особенно в континентальных бассейнах, как правило, ведет к потере первичной структуры и слоистости соляных пород и формированию более или менее однородных пластов различной мощности и часто лишенных слоистости. Еще более сложный характер разрезов возникает в случае вертикальной (химической или температурной) стратификации вод озера или существенных отклонений условий солеобразования на его площади (прибрежные, центральные или изолировачные участки и т. д.), что ведет к еще большей пестроте соляных отложений. Растворение и перекристаллиза-

ция соляных минералов возможны и при их переходе в корневые залежи и даже при захоронении на стадиях диагенеза и эпигенеза.

По данным И. Фахея (Fahey, Mrose, 1962), скорость накопления трона в пласте № 17 пачки Уилкинс-Пик варьировала от 0,04 до 10,1 см в год и составляла в среднем 0,22 см, или около 1 см, за 4,75 лет. Эти скорости значительно выше скоростей отложения вмещающих пород, так как для накопления 1 см песчаников требовалось 8 лет, глинистых известняков — 16,5, сланцев и аргиллитов — 70 и битуминозных сланцев — 230 лет (Bradley, Eugster, 1969). Все это показывает, что периоды аккумуляции солей в водах и рассолах оз. Госвит, в котором возникли формации Грин-Ривер, охватывали значительно большие промежутки времени, чем периоды перехода их в донные отложения. Озеро Госвит существовало около 5 млн. лет.

Наблюдаемая ритмичность среди соляных отложений озер, часто соответствует не годовым, а многолетним циклам, отражая периоды устойчивого перехода солей в донные отложения.

Для последующего сохранения содоносных отложений большое значение, по-видимому, имеет тип и мощность перекрывающих их образований, формирующихся на заключительных стадиях озерного бассейна, а также степень закрытости и раскрытости структур, к которым они приурочены. Во впадине Грин-Ривер соляные породы пачки Уилкинс-Пик перекрыты согласно залегающей толщей известково-глинистых и битуминозных сланцев, аргиллитов и алевролитов (пачка Лейни), выше которых залегает терригенно-туфогенная формация Бриджер мощностью более 1000 м. Образование этих толщ было обусловлено изменением как тектонического режима впадины, так и климата региона, что в целом привело к быстрому захоронению содоносных отложений. Во впадинах же Уинта и Пайсинес-Крик последние, видимо, в значительной части эродированы.

Еще более жесткие условия требуются для перехода в ископаемое состояние бишофита и тахидрита. По Н. Уордлоу (Wardlaw, 1972), образование тахидрита возможно только на стадии рапного озера, даже в периоды наивысшей концентрации рассолов. В меловых впадинах Бразилии залежи тахидрита встречены преимущественно среди горизонтов карналлита, реже сильвина, которые подстилаются и перекрываются галитом. В отдельных местах галит, а иногда и карналлит залегают непосредственно на терригенных (главным образом конгломератовых) породах. Перекрываются соленосные отложения терригенно-карбонатными комплексами, включающими пласты ангидрита, а еще выше мощными формациями Мурибика, Ришуело и другими (до 400 м).

Особенности стратиграфического размещения континентальных галогенных формаций, несмотря на установленное накопление их с конца среднего палеозоя (Жарков, 1971), во многом не ясны. Большинство известных сейчас соляных месторождений сульфатоносных формаций (галита, глауберита, астраханита, тенардита) в СССР и за рубежом приурочено к кайнозойским образованиям. Месторождения и проявления минеральных солей содового типа обнаружены в палеозойских (давсонит в кембрийских и карбоновых породах Бельгии, Донбасса, Припятской впадины, термонатрит и гейлюссит в пермских отложениях Приуралья и Притиманья), мезозойских (провинция Юньнань, КНР), третичных (трона, нахколит, давсонит и другие минералы в эоценовой формации Грин-Ривер, трона в Югославии и давсонит в Закарпатье) и главным образом в четвертичных (многочисленные озера США, Канады, Восточной Африки, СССР, Китая, Монголии и других районов) образованиях. Типично хлоридные отложения фиксируются в палеозое, мезозое и кайнозое. Следовательно, континентальные галогенные формации различных гидрохимических типов достоверно установлены в осадочных образованиях палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Наиболее широко они распространены среди кайнозойских комплексов, что, по-видимому, объясняется, с одной стороны, их меньшей сохранностью в более древних образованиях, а с другой — крайне слабой изученностью, так как они более рассеяны во времени и пространстве.

В связи с этим возникает естественный вопрос, а могут ли быть в природе калиеносные формации континентального происхождения? Многие исследователи дают на это отрицательный ответ, объясняя это крайне ограниченной миграцией калия в поверхностных водах вследствие энергетического усвоения его растительностью, адсорбцией коллоидами и образования глинистых минералов (Валяшко, 1962; Иванов, Воронова, 1972). Действительно, абсолютное содержание калия в речных и пресных озерных водах ниже, чем в морских, однако относительная роль его часто намного выше. Так, отношение  $\text{Na}:\text{K}$  в крупных реках мира варьирует от 0,5—0,9 (реки Танаджое, Флатэйд, Амазонка) до 28,2 (р. Аризона), поднимаясь до 38,6—67,0 (реки Техас, Вайоминг). Низкие отношения  $\text{Na}:\text{K}$  (1,7—22) характерны и для многих внутриконтинентальных пресных и минерализованных озер (Чад, Катвэ, Киргиз-Нур, Ван, Моно, Большое Соленое, Спрлс, Оуэнс и др.). Объясняется это как раз высокой биологической активностью калия, особенно в растительных организмах (Станкевич, 1973). Расчеты показывают, что общая масса калия в живом веществе  $3 \cdot 10^{11}$  т (Валяшко, 1962), а это почти в 3600 раз превышает ежегодный вынос его в океан с речным стоком —  $8,4 \cdot 10^7$  т, причем последняя цифра в 360 раз меньше количества калия, ежегодно возвращаемого растительностью в почвы —  $3 \cdot 10^{10}$  т. Все это свидетельствует о значительной роли растительных организмов в обогащении калием природных поверхностных вод и вод Мирового океана. Так, время пребывания растворенного калия в океане составляет 6,4 млн. лет, натрия 63 млн. лет, а хлора 95—134 млн. лет (Бойко, 1973; Иванов, Воронова, 1972). Отсюда следует, что миграционный цикл калия в водах океана в десятки раз короче цикла натрия и хлора, в геологическом отношении занимает весьма малый промежуток времени и в значительной мере определяется выносом калия в океан с поверхностным ионным стоком. Это, в свою очередь, позволяет предположить, что поверхностный сток оказывает существенное влияние и на содержание калия в водах и рассолах внутриконтинентальных, в том числе и морских, бассейнов, особенно на ранних стадиях. Так, именно с ними поступает подавляющее количество карбонатного, терригенного (включая и тонкодисперсный, содержащий обменные катионы) и другого материала (биогенного, вулканогенного), слагающего терригенно-карбонатные и карбонатные породы галогенных формаций. Пресные и слабоминерализованные воды континента по составу являются преимущественно гидрокарбонатно-кальциевыми содового и сульфатного типов. Поглощенный комплекс тонкодисперсного материала, приносимого ими, также обогащен кальцием. Именно такие воды могут оказывать наиболее существенное влияние на процессы обессульфативания морских вод и обогащения их хлоридами. С этих позиций становится более понятным преобладание среди калиеносных формаций бессульфатных месторождений и проявлений калийных солей над сульфатными (Иванов, Воронова, 1972). Это подтверждается и структурно-фаціальным положением месторождений калийных солей. Так, А. А. Иванов подчеркивает, что «...наиболее широко пространственно развитые месторождения калийных солей, как и содержащие их галогенные формации, связаны с бассейнами...» внутриконтинентального типа (Иванов, Воронова, 1972, с. 182), т. е. с бассейнами, которые более всего были подвержены влиянию поверхностного стока. Более того, многие калиеносные формации подстилаются и перекрываются континентальными красноцветными толщами: цехштейновая Восточно-Германской



впадины, нижнепермская Юго-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, триасовая бассейна Хемиссет, юрская Таджикского прогиба, палеогеновая Рейнского грабена. Типично морской генезис этих формаций как и ряда других, например Предкарпатья, частью исследователей ставится под сомнение.

Если исходить из данных по современным континентальным бассейнам, то в рассолах некоторых из них концентрация калия достигает значительных величин, вплоть до устойчивой садки калийных минералов (оз. Сирлс, озера Цайдамской впадины).

Таким образом, по минеральным парагенезам континентальные эвапориты значительно разнообразнее морских, а в ряде случаев различия между ними весьма условны. Это обуславливает, с одной стороны, некоторые трудности реконструкции палеогидрохимических условий водно-солевого питания солеродных бассейнов, а с другой — общую недооценку роли древнего континентального соленакопления и существенного влияния вод континента на формирование морских эвапоритов.

Вместе с этим анализ размещения и условий образования континентальных галогенных формаций показывает, что континентальное соленакопление не является каким-то исключением, а представляет собой закономерное явление в современном и древнем галогенезе и в основном соответствует классической теории образования эвапоритов. Поэтому усиление исследований по изучению континентального галогенеза, а также установлению роли и характера влияния вод континента на морской галогенез позволит во многом уточнить нерешенные и спорные сейчас положения общей теории формирования соляных эвапоритов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Базилевич Н. И. Геохимия почв содового засоления. М., «Наука», 1965. 351 с.
- Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М., «Недра», 1973. 206 с.
- Баталин Ю. В., Эдигер В. Г. Гидрохимический режим и геологическое строение озера Кучук.— «Труды Геологического института» (г. Казань), 1971, вып. 32, с. 68—95.
- Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М., «Наука», 1973. 184 с.
- Валяшко М. Г. Геохимия галогенеза.— В кн.: Труды ученых. МГУ к 21 сессии Международного геологического конгресса. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 212—221.
- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 10—11.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации (минеральный состав и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., «Недра», 1972. 328 с.
- Кондаков Л. К., Муши Д. М. О проблеме происхождения соляных месторождений района оз. Натрон (Танзания).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 4, с. 111—124.
- Корневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973. 299 с.
- Лав Дж. Д., Мак-Грю И. О., Томас Х. Д. Связь верхнемеловых и третичных пород штата Вайоминг с формированием нефти и газа.— В кн.: Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967, с. 121—136.
- Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961. 183 с.
- Сендерс Дж. И., Фридмен Дж. М. Происхождение и распространение известняков.— В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М., «Мир», 1970, с. 165—248.
- Станкевич Е. Ф. К вопросу о формировании химического состава воды соляных озер Кулунды.— «Труды Геологического института» (г. Казань), вып. 32, 1961, с. 30—42.
- Станкевич Е. Ф. Борьба за калий.— «Природа», 1973, № 6, с. 100—102.
- Станкевич Е. Ф. О роли подземных рассолов в питании калиеносных солеродных бассейнов.— «Литология и полезные ископаемые», 1974, № 2, с. 120—124.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Bradley W. H., Eugster H. P. Geochemistry and paleolimnology of the trona deposits and associated autigenic minerals of the Green River formation of Wyoming. Geol. Surv. Prof. Paper, № 496, 1969. 71 p.

Fahey I. I., Mrose M. E. Saline minerals of the Green River formation. Geol. Surv. Prof. Paper, 1962, N 405. 50 p.

Wardlaw N. C. Unusual Marine Evaporites with Salts of Calcium and Magnesium chloride in Cretaceous Basins of Sergipe, Brazil. — "Economic Geology", 1972, v. 67, № 2. p. 156—168.

*А. И. ОТРЕШКО*

## **ПРОБЛЕМА ВОССТАНОВЛЕНИЯ КОНТУРОВ ГАЛОГЕННЫХ БАССЕЙНОВ**

В настоящее время установлены закономерности локализации, распространенности и изменчивости состава месторождений солей, в том числе калийных, а в более широком плане — галогенных формаций. Однако степень нарушенности морских галогенных формаций и восстановление их первоначальных контуров выяснены еще недостаточно. В общих чертах главнейшими факторами, определяющими сохранность или разрушение галогенных пород, являются: условия их захоронения или переотложения в связи с унаследованными или инверсионными движениями структур, метаморфизм под действием вод поверхностного и глубинного происхождения, метаморфизм на больших глубинах, преобразование галогенных пород в районах гидротермальных процессов и вулканизма.

Вопрос об эрозионном разрушении некогда бывших галогенных толщ все еще слабо разработан. Сравнительно давно предполагается, что накопление нижнепермских галогенных образований Днепровско-Донецкой впадины и Северного Прикаспия происходило в одном и том же бассейне. Это предположение в последние годы получило новое подтверждение в связи с открытием и изучением на моноκлиальном приволжском склоне Воронежского свода мощной соляной толщи с пластами бишофита и калийных солей. Эта толща к западу быстро выклинивается благодаря несогласному (эрозионному) налеганию на нее образований уфимского, казанского и татарского ярусов. Контурные же бывшего распространения галогенных образований вблизи Воронежского свода пока не установлены.

На Верхнекамском месторождении и в Верхнелечорском бассейне установлено выклинивание толщи покровной соли и калиеносного горизонта. Такое же явление имеет место на Стерлибашевском месторождении калийных солей. В Северном Прикаспии на ряде солянокупольных структур нижнепермские калиеносные горизонты размыты, а сохранившаяся соляная толща перекрыта сульфатными слоями казанского яруса, которые иногда описываются в качестве кепрока. Таким образом, формирование полных соляных разрезов, видимо, происходило не только в пределах структурных зон, выделяемых ныне как авлакогены, но и на смежных площадях. Сохранились же эти разрезы только в пределах структур, которые во время захоронения галогенных отложений погружались. Контурные распространения сульфатных и сульфатно-карбонатных толщ, по-видимому, также существенно изменились в связи с тектоническими движениями структур, располагавшихся в пределах галогенных бассейнов и активизированных на стадии захоронения осадков.

Переотложение соляных и сульфатных пород в результате размывов на стадии захоронения галогенных толщ наблюдается широко, если не повсеместно, однако масштабы и динамика этого процесса остаются во многих случаях не познанными. Переотложение солей хорошо проявляется уже на стадии «сухого озера», обуславливая дифференциацию продуктов осаждения в солеродных ваннах и на разделяющих их возвышенностях. В Таджикской депрессии, Сурхандарьинской и других впадинах Средней Азии рядом исследователей доказывается переотложение галогенных пород верхнеюрской толщи в раннем мелу. Предполагается переотложение нижнемиоценовых солей в торгонском бассейне Предкарпатья. Особенно наглядны результаты этого явления в разрезах базальной толщи татарского яруса Поволжья. Образования этой толщи налегают на слои верхнеказанского подъяруса со сравнительно небольшим угловым несогласием. В местах незначительного срезания гипсовых слоев казанского яруса — в перекрывающих слоях красноцветных глин, песчаников и мергелей — появляются лишь линзовидные прослои и желваки гипса. На участках же, сопредельных антиклинальным структурам (например, вдоль Елховско-Боровского вала), где размыв был более значительным, в низах пестроцветной толщи татарского яруса линзы гипсов достигают мощности 5—10 м и более. Упомянутые и другие многочисленные доказательства переотложения соляных и сульфатных пород, по-видимому, заслуживают специального картирования, что позволит более детально познать особенности формирования галогенных слоев как в бассейнах их седиментации, так и в бассейнах, для которых условия галогенеза не характерны. Изучение особенностей распространения соленосных и сульфатносных пород в толщах, перекрывающих галогенные формации, видимо, будет способствовать и восстановлению первоначальных контуров бассейнов галогенной седиментации.

Метаморфизм галогенных образований под действием вод поверхностного и глубинного происхождения изучен с разной степенью детальности на примере отдельных месторождений, разрезов или локальных участков, однако общая картина этого явления, особенно с позиции изменения исходного состава пород, еще далеко не ясна. Процессы, связанные с растворением галогенных пород и выносом их компонентов под действием вод поверхностного происхождения, относятся к разряду карстовых. По вопросам карста галогенных толщ накоплен огромный материал, среди которого преобладают сведения по сульфатносным толщам, развитие же этого процесса в солях некоторыми исследователями оспаривается. Затруднения в понимании и использовании сведений о растворении соляных пород обуславливаются быстрым заполнением или залечиванием образующихся полостей. Не установлены еще и достаточно надежные критерии для доказательства наличия выщелоченных соляных слоев в преобладающе сульфатных или сульфатно-карбонатных закарстованных толщах. Вместе с тем к настоящему времени уже накоплены значительные материалы по условиям локализации и формирования силвинитовых, карналлитовых, шенитовых, шенитомирабилитовых, глазерито-шенитовых и особенно гипсовых шляп, которые образуются в результате проникновения в соляные толщи вод поверхностного происхождения. Для познания условий проницаемости и растворения пород в соляных толщах большое значение имеет картирование зон распространения в них прожилков кизерита, карналлита, гипса, волокнистого галита и др. Использование сведений о шляпах и зонах развития вторичных минералов для познания динамики и условий начальных стадий карстового процесса в соляных породах, по-видимому, позволит, в общей сложности, найти пути для выявления участков и площадей, где эти породы уже разрушены в результате карста. Контурь былого распространения сульфатно-карбонатных пород сравнитель-

но легко восстанавливаются по зонам развития в толщах соответствующего возраста доломитовой муки и брекчированных доломитов с той или иной примесью обломков гипса.

Метаморфизм галогенных пород под действием вод глубинного происхождения развит также достаточно широко. К настоящему времени основные знания в этой области накоплены в связи с поисками, разведкой и изучением серных месторождений. Сульфатно-карбонатные комплексы в результате гипергенных процессов местами нацело превращены во вторичный кальцит и серу. В Предкарпатье, например, о былом распространении сульфатоносных пород в ряде случаев можно судить лишь по данным о распространении серных залежей. Минеральные находки серы, акцессорных боратов, сульфидов металлов, флюорита, целестина, битумов и других, обязанные своим образованием проникновению в галогенные разрезы глубинных вод, нередко имеются и в мощных соляных толщах (Иркутский амфитеатр, Днепровско-Донецкая впадина).

Еще не ясно, вызывает ли проникновение глубинных вод в соляные толщи существенное изменение состава слагающих их соляных пород. Что же касается заключенных в них микрокомпонентов, то их вовлечение в миграцию, по-видимому, значительное. Способы и методика картирования результатов этого процесса еще не разработаны, надобность же в изучении и познании рассматриваемого явления особых доказательств не требует.

На вывод В. И. Вернадского о метаморфическом превращении на больших глубинах сульфатных пород в карбонатные породы — «воюющие известняки» — все еще не обращено должного внимания. Такие известняки в выходах на дневную поверхность известны в девонских разрезах Чулымо-Енисейской впадины, Салаирского кряжа, на Таймыре и в других районах, сопредельных зонам распространения галогенных толщ. В связи с разработкой проблемы генезиса нефти появляется все больше доказательств того, что на глубинах свыше 2 км при термокаталитических превращениях органических веществ происходит и редукция сульфатов, а образующиеся углеводороды и сероводород мигрируют совместно. Этот сероводород, по-видимому, может рассматриваться в качестве доказательства превращения на больших глубинах сульфатных пород в карбонатные. В благоприятных тектонических условиях скопления-месторождения сероводород-углеводородных газов открыты во многих районах земного шара. Неизвестно, какие превращения претерпевают соляные породы на больших глубинах, а поэтому пока невозможно среди метаморфических толщ выявить те или иные разрезы, бывшие ранее соленосными.

На преобразование галогенных пород в результате интенсивных гидротермальных процессов в последние годы пристальное внимание обратили геологи, изучающие генезис рудных месторождений. В Алмалыкском районе Средней Азии и на Талнахском медно-никелевом месторождении установлено, что при гидротермальных процессах в контактах, в кровле и внутри толщи сульфатных и соляных пород происходит формирование зоны гидротермальных ангидритов, а в перекрывающих слоях в связи с миграцией сульфатов и хлоридов образуются зоны монокварцитов, алунизированных пород, кварц-серицитовых и других метасоматитов. Вовлечение серы из осадочной толщи в процесс гидротермального рудогенеза некоторые исследователи считают одним из решающих факторов образования крупных и богатых полиметаллических месторождений. Локализация полиметаллических и, возможно, других месторождений в зонах гидротермальной переработки галогенных осадочных толщ заслуживает самого внимательного изучения. Это еще одно из важных направлений восстановления первоначальных контуров галогенных формаций.

В Закарпатье, Закавказье, в районах обрамления Казахского щита и особенно в пределах Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской горной страны имеются многочисленные примеры близкого или даже совместного (контактирующего) нахождения осадочных галогенных и вулканогенно-осадочных разновозрастных толщ, что свидетельствует о широких преобразованиях галогенных пород при процессах вулканизма. В этих районах сера, хлор, как и другие компоненты галогенных пород, вовлекались в процессы, связанные с вулканической деятельностью. Здесь распространены формации вторичных кварцитов, алунитов и пропилитов, образующиеся по эффузивным накоплениям в результате их метасоматоза под действием гидротермальных растворов, несущих хлориды и сульфаты. Обращает внимание и то, что к рассматриваемым районам приурочены породы андезитового ряда, которые несут повышенные концентрации серы. По-видимому, обогащенность андезитовых пород серой также должна рассматриваться в числе признаков наличия или бывшего наличия галогенных осадочных толщ в данном или сопредельных районах, откуда сера могла вовлекаться в процессы вулканизма. Таким образом, сведения о распространении вторичных кварцитов, алунитов и андезитов, по-видимому, могут быть полезны при восстановлении контуров галогенных формаций и в областях вулканизма.

Восстановление контуров галогенных формаций представляет большой теоретический и прикладной интерес не только для решения задач прогноза и поисков месторождений солей, самородной серы, природной соды, боратов, но и рудных месторождений. Разработка этой проблемы, несомненно, обогатит геологическую науку новыми познаниями и в геохимическом плане с позиций более глубокого проникновения в тайны миграции и концентрации элементов, связанных с галогенными формациями.

*В. И. СОЗАНСКИЙ*

### **СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В СВЕТЕ ИДЕЙ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ\***

В основе эвапоритовой гипотезы соленакопления лежит допущение о формировании соляных толщ в результате солнечного выпаривания морской воды в бассейнах с ограниченным водообменом. Допущение это ничем не аргументировано и принимается большинством исследователей как догмат, не подлежащий каким-либо обсуждениям. Для доказательства этого допущения выполнен большой объем исследований, направленных на выяснение условий выпадения солей из многокомпонентных систем при различных температурах и давлениях. Эти исследования совершенно не увязаны с геологическим материалом по конкретным регионам.

В то же время изучение геологического материала показывает, что исходные положения эвапоритовой теории ошибочны и что они не укла-

---

\* От редакционной коллегии. Редакция сборника публикует статью В. И. Созанского без каких бы то ни было редакционных исправлений, чтобы читатели сами могли судить о степени обоснованности выводов и о смелости футурологических представлений автора в области тектоники. Редакция полагает, что большинству читателей сборника неточность приводимых автором фактов и ошибочность следующих отсюда выводов будут очевидны.

дываются ни в лагунную схему, ни в схему сообщающихся бассейнов. Эвапоритовая гипотеза не может дать ответ о глубине солеродного бассейна. В практическом отношении она также мало эффективна, что в свое время отметил академик А. В. Сидоренко (1972). «Мы плохо знаем закономерности накопления калийных солей в галогенных толщах Сибири — признал он — поэтому много лет ведем безуспешный поиск месторождений калия».

Из анализа геологического строения соленосных бассейнов следует: 1) соленосные толщи очень часто ассоциируются с вулканогенными породами; это, в свою очередь, свидетельствует о том, что во время соленакопления в бассейне действовали вулканы; 2) границы распространения соленосных толщ контролируются глубинными разломами; 3) скорость накопления соленосных толщ превышает темпы формирования осадочных пород и сопоставляется со скоростью накопления вулканогенных образований; 4) накопление солей в каждом отдельном бассейне происходит в периоды наиболее активного проявления тектонических движений в этом регионе; 5) в солях отсутствуют морские органические остатки, которые должны быть обязательными в случае образования соляных толщ за счет выпаривания морской воды.

Приведенные данные противоречат эвапоритовой теории соленакопления и приводят нас к выводу, что соль — вещество глубинное. Формирование ее мощных толщ связано с выносом из глубин высокоминерализованных горячих вод.

Наличие эффузивов в солях ни в коем случае не значит, что соль является производным веществом от базальтов, диабазов или их аналогов. Синхронность их проявления указывает только на то, что и соль, и вулканогенные породы поступали одним и тем же путем и являются глубинными субстанциями.

Идеи об эндогенной природе увязываются с концепцией новой глобальной тектоники. По современным представлениям, земная кора состоит из крупных литосферных плит, которые перемещаются под влиянием происходящих в мантии процессов. В результате на Земле возникают зоны растяжения и сжатия. В зонах растяжения формируется океаническая кора за счет подъема из глубин мантийного вещества, представленного главным образом базальтами, которые, застывая в щелях на дне океана, раздвигают литосферные плиты. Растяжение литосферы компенсируется сжатием на периферии океанов в зонах Бениоффа, где океаническая кора засасывается на большие глубины, перерабатывается и дает начало андезитовому вулканизму.

Имеющиеся сейчас геологические материалы позволяют более или менее надежно выполнять реконструкции глобальной тектоники только для отрезка времени в 300 млн. лет (Matthews, 1973).

В триасе — юре суперконтинент Пангея раскололся на две части: северную — Лавразию и южную — Гондвану. На участке растяжения возник океан Тетис. Почти все бассейны соленакопления, существовавшие в триасе и юре, совпадают с зоной Тетиса и прослеживаются в виде сравнительно узкой полосы, простирающейся в широтном направлении от современной Мексики до Китая. Наиболее мощное соленакопление в этой зоне имело место в пределах бассейнов Мексиканского залива, на Пиренейском полуострове, в Северной Африке, на Балканах, Пелопоннесе, Северном Кавказе, в Кувейте, Средней Азии и Китае. Кроме зоны Тетиса, соленакопление происходило также в пределах распадающейся Гондваны: в Танганьике, на месте обрыва глыбы Мадагаскар, и между Гвианским и Бразильским щитами (рис. 1).

В меловом периоде соленакопление происходило в двух зонах (рис. 2, а): на участке формирующегося Атлантического океана и в зоне Тетиса. Соляные породы Атлантического пояса встречаются вдоль берегов Африки, Европы и Америки. Некоторые авторы (Pautot e. a.,

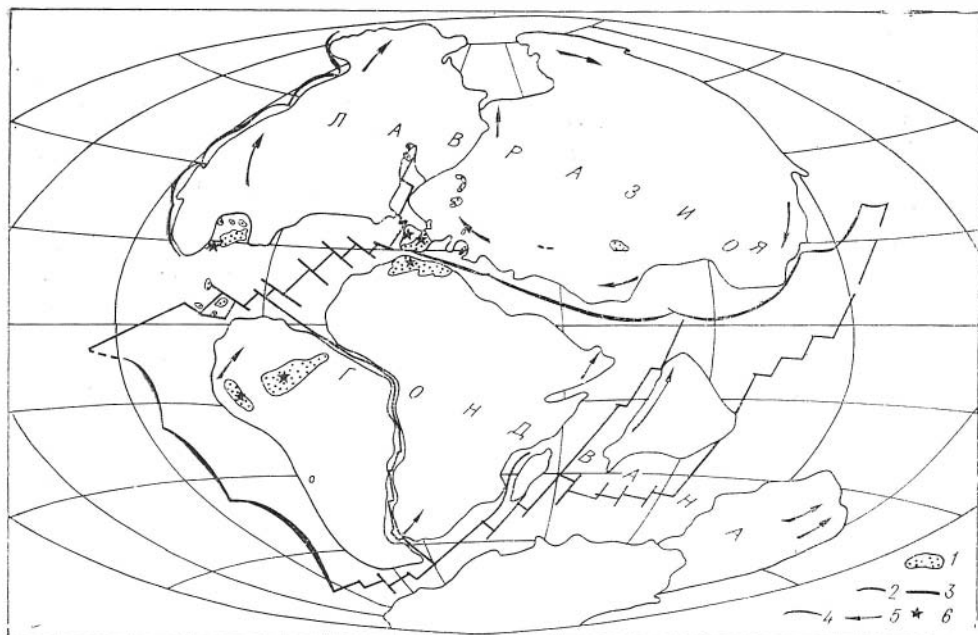


Рис. 1. Распространение триасовых и юрских соленосных образований.

1 — соленосные бассейны; 2 — срединно-океанические хребты; 3 — трансформные разломы; 4 — зоны поглощения; 5 — напряжения в литосферных плитах; 6 — вулканические породы среди соленосных образований.

1970) допускают возможность развития непрерывного соляного пласта вдоль побережья Атлантического океана, который образовался на начальной стадии рифтообразования.

Кайнозойское соленакпление происходило главным образом в пределах альпийской складчатой зоны. В связи с этим в западном полушарии соленосные бассейны сосредоточены в субмеридиональной полосе в предгорных прогибах Анд и Кордильер. В восточном полушарии соленосные бассейны приурочены к субширотной зоне, совпадающей с простиранием Тетиса. Мощное соленакпление происходило на окраинах Аравийской плиты в Красном море, в Данакильской соляной долине и в предгорьях Загроса (рис. 2, б).

Особого внимания заслуживает нахождение солей в рифтовой зоне Восточной Африки.

Большинство геологов рассматривают рифтовые долины Восточной Африки как находящиеся в стадии формирования зоны растяжения, которые в процессе дальнейшего развития превратятся в океанические впадины. Характерно, что в этих зонах интенсивно проявляется вулканизм, по разломам выносятся термальные рассолы, а также широко развиты мощнейшие скопления наиболее молодых на земном шаре солей. Так, грабен Мертвого моря заполнен концентрированными солеными водами, генезис которых обусловлен глубинными процессами. В районе Мертвого моря бурением вскрыто 400 м солей плиоцен-плейстоценового возраста. По данным гравиметрических измерений, общая мощность этих солей достигает 8—10 км. Термальные горячие воды установлены в приосевых впадинах Красного моря, под дном которого, по данным сейсморазведки, залегает толща солей мощностью 7,5 км. Многочисленные горячие источники, из которых выпадают соли, встречаются в Данакильской долине. Район этот расположен в зоне сочленения разломов Красного моря, Аденского залива и Восточной Африки. Здесь соль залегает на поверхности. Скважина глубиной 750 м не вышла из соли.

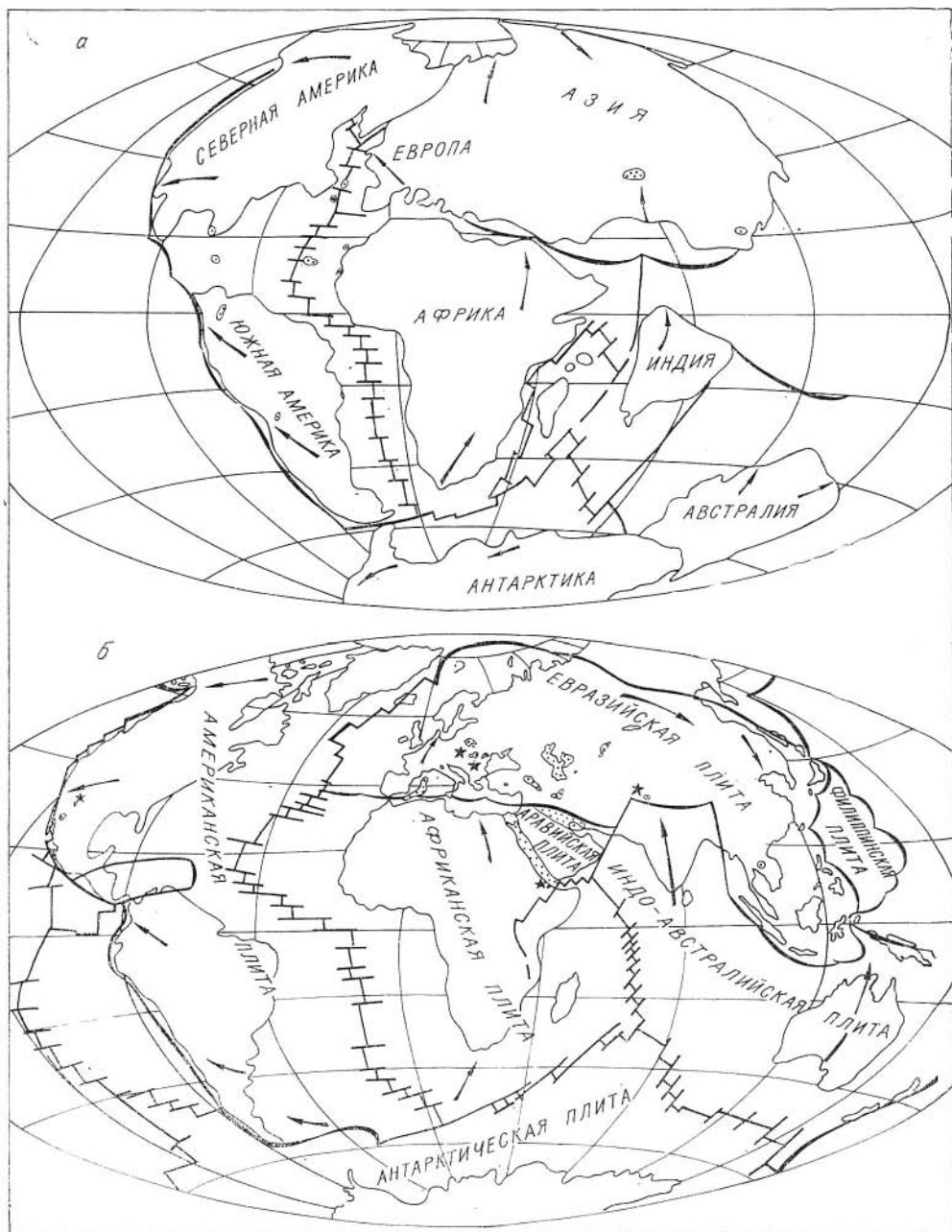


Рис. 2. Распространение меловых (а) и третичных (б) соленосных образований. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Рассмотрение соленакпления с позиций идей глобальной тектоники показывает, что соленакпление происходило в областях растяжений преимущественно на границах литосферных плит. Согласно этим новым идеям, в областях растяжения возникают рифтовые зоны, куда устремляются продукты дифференциации мантии, представленные главным образом базальтами, которые, проникая в кору, раздвигают ее в стороны от этих зон. По нашим представлениям, на определенном этапе развития зон растяжения из глубин выносятся не только базальты, но и термальные ювенильные рассолы, благодаря чему в рифтовых зонах



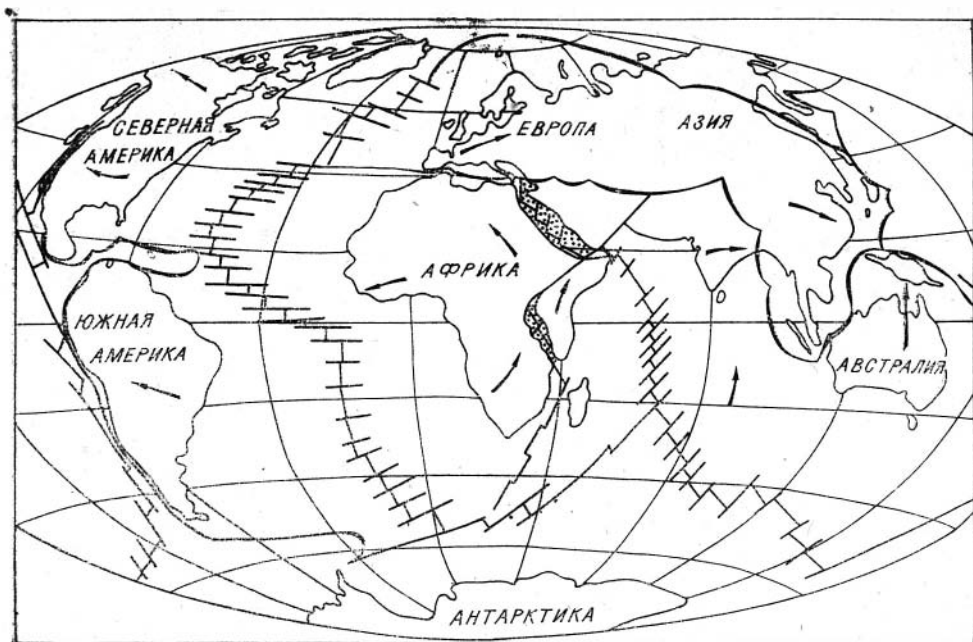


Рис. 3. Предполагаемое распространение соленосных бассейнов через 50 млн. лет. Усл. обозн. см. на рис. 2.

накапливаются мощные толщи солей. Этим мы объясняем также пространственно-временную связь галогенных формаций и вулканогенных образований, представленных главным образом основными разновидностями. В областях сжатия, характеризующихся своеобразными фациями, соленосные толщи отсутствуют.

Любопытно отметить, что к аналогичным выводам о приуроченности бассейнов соленакотпления к зонам растяжения и об отсутствии их в зонах сжатия приходит также С. С. Шульц (1973). Однако он не объясняет эту закономерность и выводит ее только на основании статистических данных.

Мы считаем весьма важным подчеркнуть, что в свете новой глобальной тектоники вулканизм развивается и в зонах растяжения, и в зонах сжатия. Однако вулканизм зон растяжения — это продукт дифференциации мантийного вещества, а вулканизм зон сжатия — это результат плавления океанической коры, засасывающейся на большие глубины в зонах Бениоффа. По нашим представлениям, соль и вулканические породы — это продукты дифференциации мантийного вещества в зонах растяжения. Однако эти вещества генетически не связаны. А это значит, что количество солей, поступающих из мантии, не определяется вулканической активностью. В зонах сжатия, наоборот, из мантии ничего не поступает, поэтому там соли образоваться не могут. В свете изложенного выше, возражения о том, что на Камчатке или на Курильских островах, несмотря на вулканизм, нет солей, теряют всякое значение.

Идеи о глубинной природе солей позволяют прогнозировать возникновение новых соленосных бассейнов в геологическом будущем. На основании распределения напряжений в литосферных плитах составлены карты, на которых показано положение материков через 50 млн. лет (рис. 3). Предполагают, что в будущем Австралия уплывет на север, Атлантический и Индийский океаны значительно расширятся, в то время как Средиземное море сузится. Дальнейшему расширению будет подвергаться Красное море, по системе Великих Африканских разло-

мов отколется часть Восточной Африки, а Калифорния оторвется от материка и уплывет на северо-запад.

Учитывая закономерную связь бассейнов соленакопления с участками растяжения земной коры, мы полагаем возможность возникновения новых соленосных бассейнов в рифтовых зонах Восточной Африки, Красного моря и районе Калифорнии. Во всех этих районах даже в настоящее время из глубин по системе разломов выносятся горячие термальные воды, насыщенные хлоридами и другими компонентами.

## ЛИТЕРАТУРА

Сидоренко А. В. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии.— «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1972, с. 3—13.

Шульц С. С. Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Металлогения и прогнозирование. Новая глобальная тектоника, Л., 1973.

Matthews S. W. This changing Earth.— "National Geographic", 1973. N 1.

Pautót G., Auzende J. M., Le. Pichon X. Continuous deep salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting.— "Nature", 1970, v. 227, N 5256, p. 351—355.

М. А. ЖАРКОВ

## ЭТАПНОСТЬ, ОБЪЕМ И ПЛОЩАДЬ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

В настоящее время в различных регионах Земли выявлены 82 палеозойские соленосные толщи, формирование которых происходило в пределах 28 (возможно 29) солеродных бассейнов (Жарков, 1974). Анализ имеющегося фактического материала показывает, что стратиграфическое положение большинства соленосных серий во многих бассейнах определяется вполне достоверно. По крайней мере, в разрезе конкретных регионов залегание соляных толщ устанавливается в подавляющем большинстве случаев с точностью до яруса или отдела системы. Лишь единичные толщи солей до сих пор имеют неясное стратиграфическое положение.

Гораздо менее определенно выяснены особенности геохронологического размещения соленосных серий для всей Земли. Проблема эта может быть решена на основе межрегиональной корреляции разрезов, а такая работа не проводилась. Обычно исследователи, занимавшиеся анализом возрастного положения соленосных отложений в геологической истории, констатировали приуроченность соляных толщ в различных бассейнах к той или иной системе палеозоя, реже — к отделу системы, а еще реже — к ярусу, и таким путем устанавливали этапность палеозойского соленакопления (Lotze, 1957; Лотце, 1968; Иванов, Левицкий, 1960; Страхов, 1962; Borchert, Muir, 1964; Kozary e. a., 1968; Жарков, 1974; Иванов, Воронова, 1972; Калинин, 1973<sub>1,2</sub>; и др.). Вместе с тем подобный анализ не сопровождался рассмотрением вопросов межрегиональной корреляции разрезов и поэтому получаемые выводы носили самый общий характер, а этапность соленакопления в палеозое оставалась в значительной мере не расшифрованной.

Остановимся более подробно на корреляции соленосных серий по каждой из систем палеозоя.

**Кембрийские** соленосные отложения известны в четырех бассейнах, в пределах которых можно выделить 11 соляных толщ: семь — в

Восточно-Сибирском бассейне, две, располагающиеся на одном стратиграфическом уровне, — в Ирано-Пакистанском бассейне и по одной — в бассейнах Маккензи и Амадиес (рис. 1).

Возраст большинства соленосных толщ кембрия определяется с точностью лишь до отдела системы. Исключением служит Восточно-Сибирский бассейн, но для него разработана местная стратиграфическая схема, которая не может быть распространена сейчас на другие регионы. Вообще общепризнанной ярусной схемы расчленения кембрия пока не существует и поэтому межконтинентальная корреляция кембрийских соленосных отложений более или менее уверенно может проводиться либо до отдела, либо, в лучшем случае, до частей отдела.

Из приведенной схемы (см. рис. 1) видно, что наиболее древними в кембрии были четыре соленосные толщи: иркутская и усольская в Восточно-Сибирском бассейне, Пенджабская и Хормуз — в Ирано-Пакистанском. Можно предполагать, что развитые в этих бассейнах соленосные толщи занимают близкое стратиграфическое положение, только нижние горизонты солей в Ирано-Пакистанском бассейне, возможно, несколько более древние. По-видимому, формирование соленосных отложений в Восточно-Сибирском и Ирано-Пакистанском бассейнах началось почти в одно время и продолжалось на протяжении всей первой половины раннего кембрия.

Во вторую половину раннего кембрия соленакпление происходило также в двух бассейнах: Восточно-Сибирском и Амадиес. Ирано-Пакистанский солеродный бассейн в это время, по-видимому, прекратил свое существование. Соленосная толща Чендлер бассейна Амадиес, по всей вероятности, располагается на одном стратиграфическом уровне с ангарской соленосной толщей Восточно-Сибирского бассейна. Соленакпление в этих двух удаленных друг от друга регионах Земли на протяжении значительного времени верхней половины раннего кембрия происходило одновременно.

В первой половине среднего кембрия соленакпление осуществлялось только в Восточно-Сибирском бассейне; аналогов литвинцевской соляной толщи в других регионах не отмечается. В конце среднего и начале позднего кембрия появился новый солеродный бассейн — Маккензи в Северной Америке. В это же время, по-видимому, накапливались соленосные толщи в центральных участках Сибирской платформы.

Если рассматривать соленакпление в целом для кембрийского периода, то можно сказать, что на протяжении всего кембрия почти непрерывно в том или ином регионе Земли происходило формирование соленосных отложений. Таким образом, по имеющимся материалам в кембрийском периоде не выделяется каких-либо более дробных этапов, к которым было бы приурочено преимущественное формирование соляных толщ во всех солеродных бассейнах или в большинстве из них. Не устанавливается в кембрийском периоде и этапов, когда бы на Земле вообще не происходило соленакпления. Тем самым выясняется, что кембрийский период был единой эпохой соленакпления, когда на протяжении 115—120 млн. лет в каком-либо участке Земли существовали солеродные бассейны.

**Ордовикский** период, в отличие от кембрийского, характеризуется практически полным отсутствием соленосных отложений. В настоящее время на Земле не выявлено ни одного соленосного бассейна ордовикского возраста. Маломощные прослои каменной соли указываются среди ордовикских отложений в Виллистонском бассейне (Lefond, 1969), но они здесь имеют, видимо, настолько ограниченное распространение, что сведения о них в другой литературе отсутствуют. Имеется еще один регион (бассейн Каннинг в Австралии), в пределах которого выделяется соленосная толща Каррибади промежуточ-

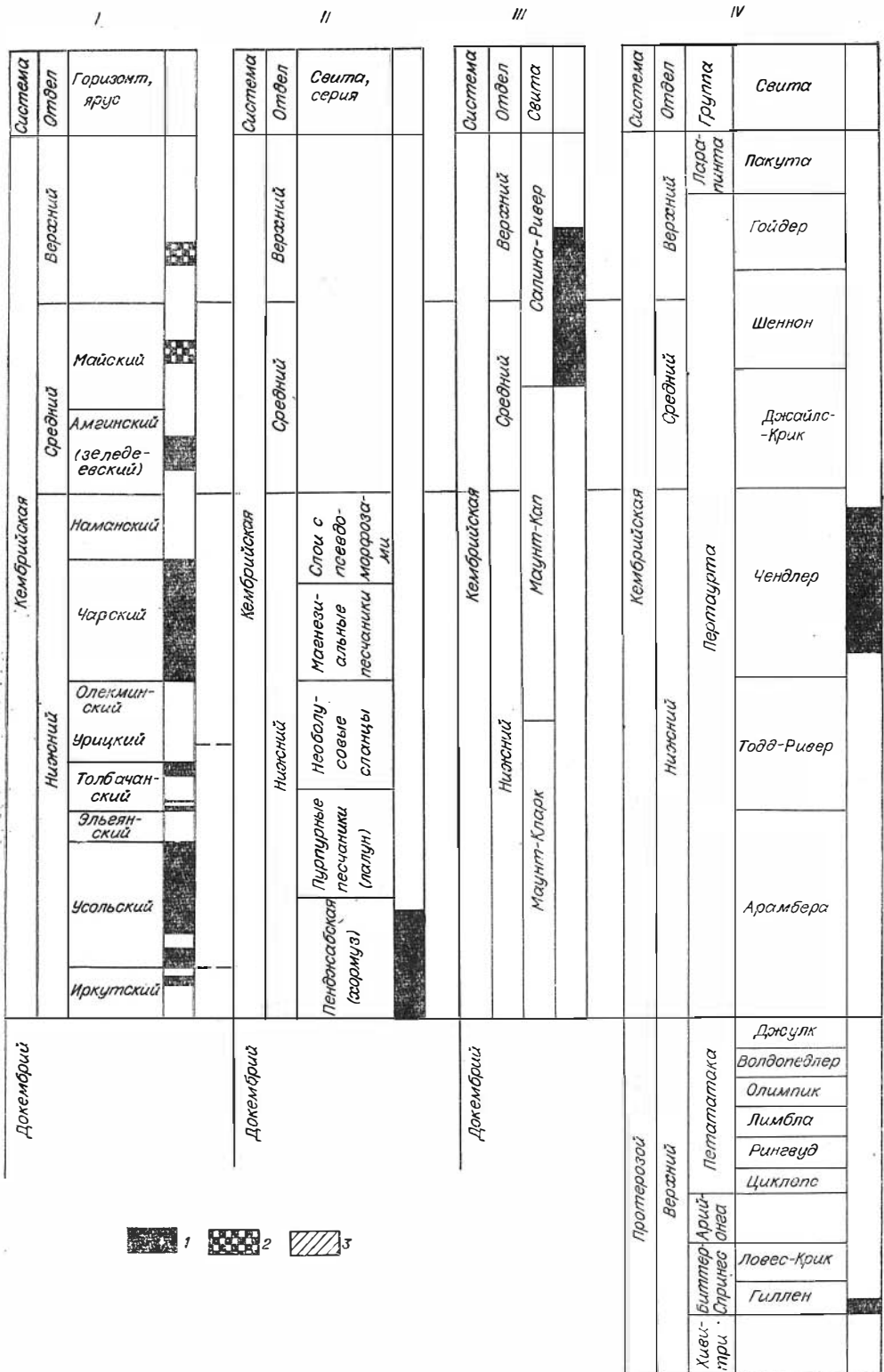


Рис. 1. Межрегиональная корреляция кембрийских соленосных отложений.

Сводные разрезы соленосных отложений бассейнов: I — Восточно-Сибирского, II — Ирано-Пакистанского, III — Маккензи, IV — Амадиас.

1 — положение соляных пород; 2 — соленосные отложения, выделяемые предположительно; 3 — отсутствие отложений.

ного возраста от верхнего ордовика до нижнего (?) девона. Возраст ее определяется лишь тем, что она залегает предположительно выше отложений среднего ордовика и ниже образований нижнего — среднего девона. Однако ордовикский возраст солей в бассейне Канинг весьма сомнителен. Они, по-видимому, более древние, кембрийские. Сейчас нет твердых доказательств существования ордовикских соленосных толщ на Земле. Этот период вырисовывается как время, когда на Земле не происходило соленакопления.

**Силурийский** период также был временем весьма ограниченного соленакопления. На Земле известен только один соленосный бассейн силурийского возраста — Мичигано-Предаппалачский. Развитые в нем соленосные отложения относятся к верхнему силуру и считаются расположенными на уровне яруса Кейюган, стратиграфическое положение которого остается еще не совсем ясным в связи с существующими разногласиями в отношении возраста переходных слоев от девона к силуру.

Согласно новейшим представлениям (Berry, Boucot, 1970), ярус Кейюган коррелируется с самым верхним пржидольским (скальским) ярусом силура Европы, который выделяется сейчас в новое надлудловское подразделение силура, а также с верхами лудловского яруса. Собственно соленосные отложения группы Салина в Мичигано-Предаппалачском бассейне бедны органическими остатками и их положение в верхах силура определяется на том основании, что в перекрывающих карбонатных породах известна фауна позднего пржидола, а еще выше располагаются слои с *Monograpius uniformis*. В свою очередь, подсоленосные образования группы Салина имеют лудловский возраст. Все соленосные отложения Мичигано-Предаппалачского бассейна, таким образом, оказываются залегающими на уровне нижней и средней части пржидольского (скальского) яруса, т. е. фактически располагаются выше силура в том объеме, который принимался совсем недавно в составе лландоверийского, венлокского и лудловского ярусов (Силурийская система..., 1965).

Такие данные показывают, что не только весь ордовик, но и большая часть силура, вплоть до пржидольского века, составляли в истории соленакопления Земли единый этап, когда в течение почти 100 млн. лет соленосные серии либо вообще не накапливались, либо осаждались в таком малом количестве, что не сохранились, или пока еще не выявлены в слабо изученных регионах. Лишь только самый поздний силур, а именно пржидольский век, мог составлять кратковременный этап соленакопления, хотя соляные толщи этого времени известны только в одном бассейне. Возможность выделения пржидольского этапа галогенеза могут в какой-то мере подтверждать многочисленные сульфатные толщи, выявленные на этом стратиграфическом уровне в различных районах: в Тунгусском бассейне, в пределах Балтийской синеклизы, на островах Канадского Арктического архипелага.

**Девонский** период был временем весьма значительного соленакопления. Накопление соленосных отложений в девоне происходило в восьми солеродных бассейнах (Северо-Сибирском, Тувинском, Чу-Сарысуйском, Морсовском, Верхнедевонском Русской платформы, Западно-Канадском, Мичиганском и Эдавейл), где сформировались 22 соляные толщи (рис. 2).

В первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что в настоящее время нигде на Земле не обнаружено соляных толщ раннедевонского возраста. Девонское соленакопление, по существу, началось с эйфельского века, когда на ряде континентов Земли начали формироваться толщи каменной соли. Эйфельские соленосные серии распространены в Северной Америке, Азии, Европе и Австралии. На

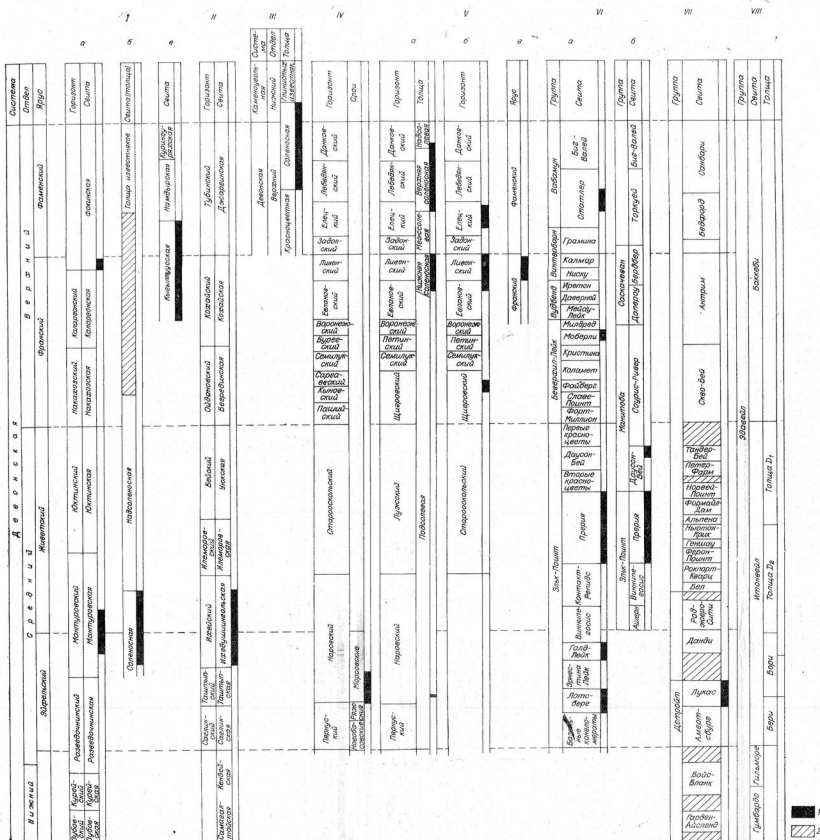


Рис. 2. Межрегиональная корреляция девонских песчаных отложений.

Бассейн: I - Северо-Сибирский (а - Норильский район, б - Хатангайский район); II - Уренгойский; III - Чу-Сибирский; IV - Морской (Мокшасань свитца); V - Бузунский; VI - Девонско-Донская впадина, а - Притавга впадина; б - Девонско-Донская впадина; VII - Приамурский (а - центральный район провинции Амур, б - южный район провинции Сихотлинь); VIII - Маньчжурский; IX - Завьяловский; X - Западн-Камский (а - центральный район провинции Алтай, б - южный район провинции Сихотлинь); XI - Алтайский; XII - Западно-Уралский.

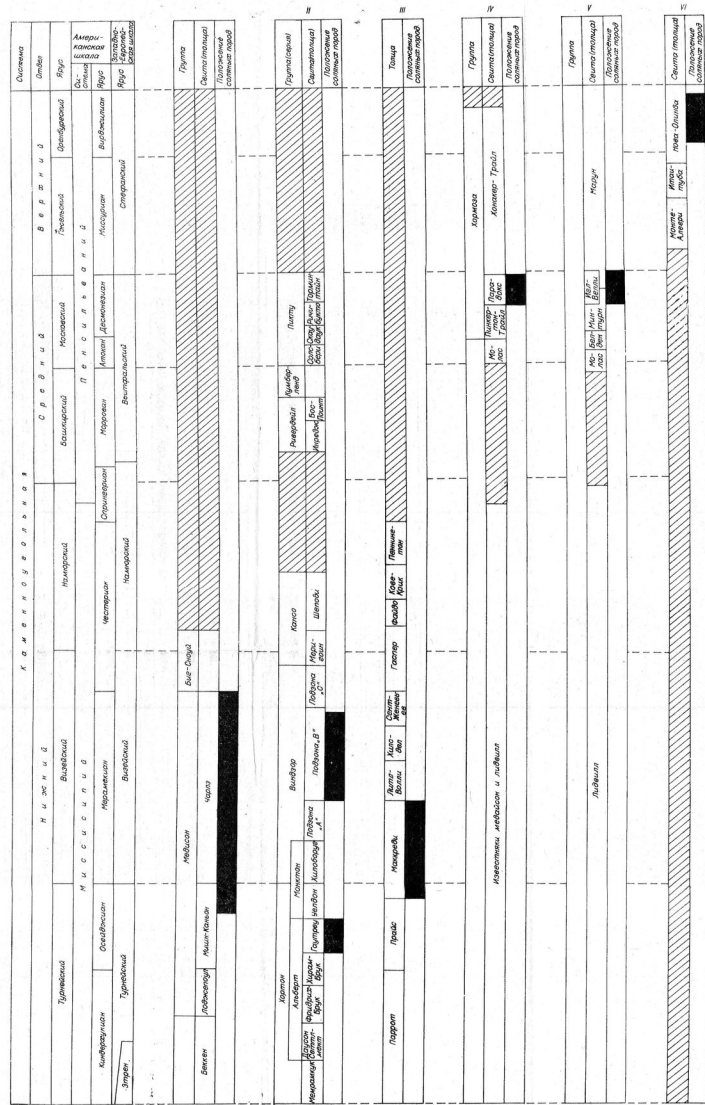


Рис. 3. Межрегиональная корреляция пермских песчаных отложений.

Бассейн: I - Валдайский; II - Могилёвский; III - Солтан; IV - Паранок; V - Ира; VI - Азовский; VII - Южно-Уралский.



протяжении всего эйфеля в каком-либо из солеродных бассейнов Земли происходило формирование соляных толщ. В начале и середине эйфельского века накапливались толщи солей в бассейнах Западно-Канадском, Мичиганском, вероятно, Морсовском и Эдавейл, в конце эйфеля — в Западно-Канадском и, возможно, в Северо-Сибирском и Тувинском. Эйфельский век, таким образом, был началом нового этапа соленакпления.

Соленосные отложения живетского яруса установлены в Западно-Канадском бассейне, франского яруса — в Западно-Канадском, Северо-Сибирском и Верхнедевонском Русской платформы, а фаменского яруса, кроме трех последних, также и в Чу-Сарысуйском бассейне. Тем самым выясняется, что новый в истории палеозой соленосный этап, начиная с эйфельского века, продолжался на протяжении всего среднего и позднего девона.

**Каменноугольные** соленосные отложения обнаружены в шести соленосных бассейнах: Виллистонском, Маритайм, Солтвилл, Парадокс, Игл и Амазонском, где установлено семь соляных толщ.

Основываясь на их стратиграфическом положении (рис. 3), можно сделать вывод, что весь каменноугольный период по истории своего соленакпления подразделяется на пять этапов. Первый охватывает большую часть раннего карбона в объеме турнейского и визейского веков. Он отличается тем, что соленакпление в это время происходило не только в Северной Америке, но и, по-видимому, в Азии (Чу-Сарысуйский бассейн). На территории Северной Америки соляные толщи формировались в трех далеко удаленных друг от друга регионах, а не в единичных бассейнах, как это имело место во время второй половины карбона. Соленакпление в раннем карбоне во многих бассейнах было тесно связано с девонским этапом и как бы завершало его. Все это позволяет предположить, что этап соленакпления, начавшийся в среднем девоне, продолжался не только в течение позднего девона, но и охватывал ранний карбон до визейского века включительно. Таким образом, этот крупный этап может быть назван среднедевонско-раннекаменноугольным.

Следующий, второй, этап каменноугольного периода, объединяющий намюрский и башкирский века, характерен отсутствием толщ каменной соли на Земле и поэтому выделяется как бессоленосный. Третий этап, охватывающий время московского века, может быть назван эпизодически-соленосным. Соляные толщи в московском веке формировались только в двух бассейнах Северной Америки — Парадокс и Игл. Четвертый этап каменноугольного периода вновь был бессоленосным. Он отвечал времени гжельского века позднего карбона. Наконец, последний, пятый этап, соответствующий оренбургскому веку, можно так же, как и московский век, считать эпизодически-соленосным, так как соленосные серии такого возраста накапливались только в одном Амазонском бассейне в Южной Америке.

**Пермский** период был одним из наиболее благоприятных для соленакпления за всю историю палеозоя. В это время сформировалось не менее 40 соленосных толщ, т. е. почти 50% всех выявленных в настоящее время палеозойских соленосных серий. Подавляющее количество их накопилось в пределах следующих бассейнов: Мидконтинента, Суая, Западно-Европейского, Восточно-Европейского и Чу-Сарысуйского, а также выделяемых предположительно Северо-Мексиканского и Перуанского (рис. 4).

Следует отметить, что стратиграфия пермских отложений во многих соленосных бассейнах разработана еще крайне слабо, многие вопросы сопоставления соленосных разрезов вызывают значительные разногласия и поэтому окончательной ясности в стратиграфическом положении отдельных соляных толщ даже в пределах конкретных бас-



сейнов не существует. Еще бóльшие неясности возникают при межрегиональной корреляции, так как для территорий Западной Европы, США и Советского Союза применяются собственные схемы расчленения перми, а увязка между этими схемами до сих пор остается спорной. В связи с этим следует иметь в виду, что намечаемая ниже этапность пермского соленакопления является более или менее вероятной; она целиком вытекает из предлагаемого варианта межрегиональной корреляции пермских отложений.

Анализируя стратиграфическое положение пермских соленосных отложений, можно заметить, что значительное количество соляных толщ на Земле появляется только с сакмарского века. В это время накапливались толщи каменной соли на территории Европы в Днепровско-Донецкой впадине и, возможно, в Двинско-Сухонском районе в пределах Восточно-Европейского бассейна, а также на территории Северной Америки в бассейнах Мидконтинента и Супай. Можно предположить, что в сакмарском веке сформировалось, по крайней мере, семь толщ каменной соли, из которых четыре (Инглесайд, Брум-Крик, Веллингтон и нижняя часть Оул-Каньон) накопились в бассейне Мидконтинента, одна (Нижний Супай) — в бассейне Супай, две — краматорская свита и соляная толща верхнекулойской свиты — в Восточно-Европейском бассейне. Кроме того, в сакмарском веке могла сформироваться какая-то часть солей жиделисайской свиты в Джеккаганской впадине. Отсюда следует, что сакмарский век был временем весьма широкого соленакопления на обширных пространствах Северной Америки и Евразии. В отличие от этого, ассельский век был временем весьма ограниченного соленакопления. Ассельские соленосные отложения известны в одном регионе — Днепровско-Донецкой впадине в Восточно-Европейском бассейне. По особенностям галогенной седиментации ассельский век ближе тяготеет к оренбургскому каменноугольного периода и как бы составляет с ним единый этап в истории палеозойского соленакопления. Начиная же с сакмарского века, можно четко зафиксировать новый, уже собственно пермский, этап формирования соляных толщ на Земле.

В артинском веке соленакопление продолжалось в ряде районов бассейна Мидконтинента, где такой возраст имеют, по-видимому, соленосные толщи Кимарон (во впадине Поло-Дюро она именуется Клар-Фок), Ниннесках, а также толщи, приуроченные к средней части формации Сатанка и, возможно, к верхам свиты Оул-Каньон. В бассейне Супай на уровне артинского яруса, вероятно, располагается большая часть солей толщ Верхний Супай. Предполагается также присутствие соленосных отложений артинского возраста в Прикаспийской синеклизе и в Чу-Сарысуйской впадине.

Наибольшее количество пермских соленосных толщ имеет кунгурский возраст. Распространены они в бассейнах Мидконтинента, Западно-Европейском, Восточно-Европейском и Чу-Сарысуйском, а также, возможно, в Северо-Мексиканском и Перуанском. Такой же возраст имеют соленосные отложения Фловирпот, Блейне, Йелтон, низов формации Сан-Андрес, Опече, Миту, верхнего красного лежня, кунгурского яруса Восточно-Европейского бассейна, тузкольской и кенгирской свит Чу-Сарысуйской впадины. В целом, как видно, кунгурские соляные толщи присутствуют в Евразии, Северной и Южной Америке, т. е. исключительно широко распространены на Земле.

Уфимские соленосные отложения известны в бассейнах Мидконтинента, в пределах которого такой возраст могут иметь нижние соляные толщи группы Артезия и верхние толщи солей группы Сан-Андрес в Западно-Техасской части бассейна, а также каменная соль групп Глендо и Спирфиш в Виллистонской части бассейна. Присутствуют уфимские соленосные отложения в Соликамской впадине Восточно-

Европейского бассейна. В остальных пермских соленосных бассейнах уфимских толщ каменной соли не обнаружено. Уфимский век вырывается как время более ограниченного соленакпления, нежели кунгурский.

Соляные толщи казанского возраста отмечены в бассейнах Мидконтинента (толщи Куин, Севен-Риверс, Йатес, Тансил), Западно-Европейском (серия Верра) и Восточно-Европейском (гидрохимическая свита Бузулукской впадины и ее аналоги в Прикаспийской впадине). Каменная соль в отложениях татарского яруса обнаружена в пределах двух бассейнов: Мидконтинента и Западно-Европейского, где такого возраста могут быть соляные толщи Кастиле, Саладо, Растлер, а также серий Стассфурт, Аллер, Лейне и Оре.

Таким образом, почти весь пермский период, за исключением ассельского века, оказывается единым этапом соленакпления, в период которого на Земле всегда в каком-либо из регионов происходило формирование соляных толщ.

Основываясь на данных о возрастном положении соляных толщ в палеозойских соленосных бассейнах и их межрегиональной корреляции (рис. 5), можно сделать вывод, что в палеозойской истории развития Земли четко выделяются такие этапы, во время которых почти непрерывно в каком-либо районе Земли происходило накопление соленосных серий. Эти этапы соленакпления чередовались либо с «бессоленосными» этапами, когда осаждение каменной соли на Земле вообще не происходило, либо с эпизодически-соленосными этапами, во время которых соляные толщи формировались в единичных бассейнах. В настоящее время можно подразделить историю палеозойского соленакпления на десять этапов: 1) кембрийский, 2) ордовикско-силурийский, 3) пржидольский или позднесилурийский, 4) раннедевонский, 5) среднедевонско-раннекаменноугольный, 6) намюрско-башкирский, 7) московский, 8) гжельский, 9) оренбургский, 10) пермский.

Кембрийский этап был временем, когда на Земле на протяжении почти 115—120 млн. лет постоянно происходило соленакпление. Ордовикско-силурийский этап в палеозойской истории был бессоленосным и охватывал весь ордовикский период, а также лландоверийский, венлокский и лудловский века силура. Его продолжительность была около 80—85 млн. лет. Пржидольский эпизодически-соленосный этап выделяется на основе присутствия соляных толщ только в одном бассейне Земли. Этот этап по сравнению с предыдущими был очень кратковременным (не свыше 5—7 млн. лет). Раннедевонский этап вновь был бессоленосным. Продолжительность его около 20—25 млн. лет. Среднедевонско-раннекаменноугольный этап охватывал время от эйфельского века среднего девона до визейского века раннего карбона включительно, т. е. почти 55 млн. лет. На протяжении этого времени на Земле накапливались соленосные отложения. Следующие четыре этапа — намюрско-башкирский, московский, гжельский и оренбургско-ассельский — были весьма кратковременными. Первый (15—20 млн. лет) был бессоленосным, второй (около 10 млн. лет) — эпизодически-соленосным, третий (10 млн. лет) — бессоленосным и четвертый (15—17 млн. лет) — вновь эпизодически-соленосным. Наконец, последний — пермский этап (35—40 млн. лет), начавшийся в сакмарском веке и закончившийся, по-видимому, в конце палеозоя, был соленосным.

Таким образом, для всей Земли в истории палеозойского соленакпления намечаются три соленосных этапа, четыре бессоленосных и три эпизодически-соленосных.

Анализируя более крупную периодичность истории соленакпления в палеозое, можно заметить, что она расчленяется на три почти равные по времени эпохи: раннепалеозойскую, отвечающую кембрийскому периоду (115—120 млн. лет), с непрерывным соленакплением; средне-

Система	Отдел	Ярус	Стратиграфическое положение соляных толщ, свит, серий	Этапность палеозойского соленакотления
Пермская	Верхний	Татарский	73, 74, 77, 79, 76	Пермский соленосный этап
		Казанский	68, 70, 71	
		Уфимский	67, 58, 68, 62	
	Нижний	Кунгурский	54, 55, 57, 60, 61, 63, 65	
		Артинский	48, 50, 56, 59, 64, 66	
		Сакмарский	49, 52, 46, 53, 47	
		Ассельский	43, 44, 42, 41	
Каменноугольная	Верхний	Оренбургский	40	Оренбургско-ассельский этап эпизодического соленакотления
		Гонельский		Гонельский бессоленосный этап
	Средний	Московский	38, 39	Московский этап эпизодического соленакотления
		Башкирский		Намурско-башкирский бессоленосный этап
	Нижний	Намурский		Среднекаменноугольный соленосный этап
		Вилейский	34, 36, 37	
Девонская	Верхний	Фаменский	30, 31, 32	Среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный этап
		Франский	25, 26, 28, 29, 23	
	Средний	Живетский	27, 24, 22, 21	
		Эйфельский	12, 13, 14, 20, 17, 19	
	Нижний		16, 18	
Силурийская	Верхний	Пржевальский	11	Пржевальский этап эпизодического соленакотления
		Лудловский		Ордовикско-силурийский бессоленосный этап
	Нижний	Волжский		
		Лландзаверийский		
Ордовикская	Верхний			
	Средний			
	Нижний			
Кембрийская	Верхний		10, 9	Кембрийский соленосный этап
	Средний		8	
	Нижний		7, 3, 2, 1, 4, 6, 5	

палеозойскую, охватывающую ордовик, силур и ранний девон, продолжительностью 110—115 млн. лет, во время которой формирование соленосных отложений либо не происходило, либо было эпизодическим; позднепалеозойскую, объединяющую время от эйфельского века среднего девона до конца палеозоя (130—140 млн. лет), когда вновь на Земле почти постоянно шло соленакопление, лишь кратковременно прерываясь в каменноугольном периоде.

В связи с разбираемой проблемой интересно выяснить вопрос, выдерживается ли, хотя бы в общих чертах, намеченная этапность соленакопления в палеозое на каждом из континентов Земли или же на континентах этапность была несколько различной и установленная общая картина истории палеозойского соленакопления является кажущейся. С этой целью на рис. 6 показано стратиграфическое положение палеозойских соляных толщ отдельно по Евразии, Северной Америке, Австралии и Южной Америке. В Африке и Антарктиде, как известно, среди осадочных толщ палеозоя каменной соли пока не обнаружено. Приведенные данные позволяют сделать следующие **выводы**.

1. Намеченная для всей Земли этапность палеозойского соленакопления, по существу, основана на закономерностях возрастного размещения соленосных серий преимущественно по двум континентам — Евразии и Северной Америке, так как здесь находится подавляющее количество обнаруженных в настоящее время палеозойских соленосных толщ (74 из 78, показанных на рис. 5 и 6).

2. Этапность соленакопления в палеозое на каждом из континентов в целом была весьма различной. Если в Евразии намечается пять этапов (кембрийский соленосный, ордовикско-раннедевонский бессолёносный, среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный, каменноугольный бессолёносный и пермский соленосный), то в Северной Америке таких этапов десять (раннекембрийский бессолёносный, позднекембрийский соленосный, ордовикско-силурийский бессолёносный, пржидольский соленосный, раннедевонский бессолёносный, среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный, намюрско-башкирский бессолёносный, московский соленосный, гжельско-ассельский бессолёносный, пермский соленосный), в Австралии — четыре (раннекембрийский соленосный, среднекембрийско-раннедевонский бессолёносный, среднедевонский соленосный, позднедевонско-пермский бессолёносный), а в Южной Америке можно выделить сейчас один оренбургский соленосный этап.

3. Несмотря на эти различия, в истории соленакопления на континентах также много общего. Наиболее близки по истории палеозойско-

Рис. 5. Стратиграфическое положение палеозойских соленосных серий на Земле.

1 — усольская; 2 — бельская; 3 — ангарская; 4 — Хормуз; 5 — Пенджабская; 6 — Чендлер; 7 — литвинцевская; 8 — соляная толща майского яруса; 9 — Салина-Ривер; 10 — соляная толща верхнего кембрия Сибирской платформы; 11 — Салина; 12 — мантуровская; 13 — соляная толща Нордвикского района; 14 — ихедушингольская; 15 — морсовская; 16 — Лотсберг; 17 — Голд-Лейк; 18 — Лукас; 19 — Бори; 20 — Прерия; 21 — Хаббард; 22 — Давидсон; 23 — Дайнсмор; 24 — третья (?) соляная толща Днепровско-Донецкой впадины; 25 — фокинская; 26 — кыгылтууская; 27 — нижняя соляная толща Припятской впадины; 28 — «нижняя» соляная толща Днепровско-Донецкой впадины; 29 — соляная толща Притиманского прогиба; 30 — верхняя соляная толща Припятской впадины; 31 — верхняя соляная толща Днепровско-Донецкой впадины; 32 — Статлер; 33 — Миши-Каньон; 34 — Гаутреу; 35 — Виндзор; 36 — Маккреди; 37 — соляная толща Чу-Сарысуйской впадины; 38 — Парадокс; 39 — Игл-Велли; 40 — Нова-Олинда; 41 — никитовская; 42 — славянская; 43 — Инглесайд; 44 — Брум-Крик; 45 — Нижний Супай; 46 — краматорская; 47 — верхне-кулойская; 48 — Веллингтон; 49 — Оул-Каньон; 50 — Кимарон; 51 — Верхний Супай; 52 — соляная толща Северо-Мексиканского бассейна; 53 — артинская соляная толща Восточно-Европейского бассейна; 54 — Опече Денверской и Юлезбургской впадин; 55 — Опече Вилянской впадины; 56 — соляная толща свит Флореппо, Блейне и Йелтон; 57 — Мигу (?) Перуанского бассейна; 58 — соляная толща красного лежния; 59 — березниковская; 60 — соляная толща Чусовской и Юрезано-Сылвенской впадин; 61 — соляная толща Верхнепечорской впадины; 62 — соляная толща юга Волго-Уральской области; 63 — соляная толща южной части Предуральского прогиба; 64 — соляная толща Прикаспийской синеклызы; 65 — тузольская; 66 — жиделисайская и кеитгирская; 67 — соляная толща свит Сан-Андрес, Грейбург, Севен-Риверс, Иатес и Тан-си; 68 — соликамская; 69 — Пайне; 70 — Верра; 71 — гидрхимическая; 72 — Кастиле; 73 — Саладо; 74 — Раствлер; 75 — Стасфурт; 76 — Лейне; 77 — Аллер; 78 — Оре.

го соленакопления Евразия и Северная Америка. Здесь одинаково выделяются среднедевонско-раннекаменноугольный и пермский соленосные этапы, только верхняя граница первого и нижняя второго смещены на время одного века. В свою очередь, каменноугольные периоды на обоих континентах по истории соленакопления весьма близки. Наличие московского соленосного этапа в Северной Америке — единственное отличие этого времени. Поэтому можно сказать, что, начиная с эйфельского века среднего девона, история соленакопления на обоих континентах была очень сходной. В принципе сходной она была и в первую половину палеозоя. Различия заключаются, во-первых, в том, что в конце позднего силура в Северной Америке четко выделяется пржидольский этап соленакопления, подразделяющий ордовикско-раннедевонскую эпоху на три этапа, тогда как в Евразии вся эта эпоха выделяется в единый бессоленосный этап, а, во-вторых, в кембрийском периоде в Северной Америке намечается не один, а два этапа. Однако эти различия не столь существенны, как кажется на первый взгляд, так как они могут быть связаны со слабой изученностью отложений этого возраста на рассматриваемых континентах, тем более, что возможность выделения позднесилурийского этапа галогенеза в Евразии в последующем вполне вероятно в связи с присутствием на этом уровне сульфатных толщ.

4. Имеются также черты сходства в истории палеозойского соленакопления между Евразией и Северной Америкой, с одной стороны, и Австралией — с другой. В первой половине палеозоя, за время от кембрия до среднего девона включительно, и там, и здесь грубо устанавливается приуроченность соленосных толщ к кембрию и среднему девону и отсутствие соляных пород среди отложений ордовика, силура и раннего карбона. Если же учесть, что в ряде регионов Австралии (бассейны Каннинг и Торренский) могут присутствовать кембрийские толщи каменной соли, которые нами не учитываются из-за неясного их стратиграфического положения, то отмеченное сходство будет еще более очевидным. Следует обратить особое внимание на то, что среднедевонско-раннекаменноугольный этап начался одновременно на трех континентах.

Вся вторая послесреднедевонская эпоха палеозоя в Австралии резко отлична от истории соленакопления того же времени в Евразии и Северной Америке. В Австралии она была бессоленосной.

5. Палеозойскую историю в Южной Америке можно в настоящее время наметить сугубо приблизительно. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что формирование соляных толщ на этом континенте, по существу, началось только с конца позднего карбона и, возможно, продолжалось в пермском периоде. Тем самым здесь устанавливается лишь один позднекаменноугольный (оренбургский) этап соленакопления. Вполне вероятно, что в Южной Америке могло происходить соленакопление в кембрии, о чем свидетельствует наличие в предгорьях Анд мощных толщ ангидритов (Benavides, 1968), а также неподтвержденные указания на обнаружение в этих районах каменной соли кембрийского возраста (Лотце, 1968). Если это предположение подтвердится, то тогда станет возможным выделение для Южной Америки кембрийского соленосного этапа, а также крупного бессоленосного этапа, охватывающего время ордовика, силура, девона и значительную часть карбона. В таком случае палеозойская история соленакопления в Южной Америке будет в очень грубых чертах сходной с евразийской и североамериканской, так как на всех трех континентах будут выделяться кембрийский и пермский (в Южной Америке позднекаменноугольно-пермский) соленосные этапы.

Все эти данные показывают, что на ряде континентов Земли существовала близкая этапность истории палеозойского соленакоп-

ления. Некоторые из этапов прослеживаются либо повсеместно, либо на большинстве континентов, что позволяет считать их всеобщими для палеозойской истории соленакопления Земли в целом. Такими являются: кембрийский соленосный этап, зафиксированный в Евразии, Северной Америке и Австралии и намечающийся в Южной Америке; срдовикско-силурийский, являющийся бессоленосным для всех континентов; пермский соленосный этап, проявившийся в Евразии, Северной Америке и, возможно, в Южной Америке. Достаточно четко для всей Земли фиксируется среднедевонский рубеж соленакопления, отмечающийся как в Евразии и в Северной Америке, так и в Австралии.

Проведенный анализ хорошо подтверждает подмеченную Н. М. Старховым (1962), Ф. Лотце (1968), А. А. Ивановым (Иванов, Воронова, 1972), М. П. Фивегом (1962) и другими исследователями закономерность, установленную в целом для галогенного процесса и заключающуюся в том, что интенсивность галогенеза в геологической истории, в том числе и в палеозое, не оставалась постоянной: то увеличивалась, то убывала. Эта закономерность еще в большей степени характерна для истории соленакопления, поскольку в палеозое существовали такие этапы, когда соляные толщи либо вообще не возникали, либо возникали эпизодически в небольшом количестве, но были и этапы очень широкого соленакопления. Некоторые намеченные соленосные этапы хорошо увязываются с выделенными предыдущими исследователями эпохами галогенеза, другие не согласуются с ними. Так, выясняется, что соленакопление происходило не только в нижнекембрийскую эпоху, а на протяжении всего кембрия, и этот период целиком является соленосным. Поздний силур можно считать только эпизодически-соленосным. Должны быть уточнены границы средневерхнедевонского этапа, выделяемого многими исследователями. В действительности, соленакопление в это время продолжалось вплоть до визейского века и этот соленосный этап правильнее называть среднедевонско-раннекаменноугольным.

Установленная этапность палеозойского соленакопления позволяет более обоснованно подойти к выяснению вопроса о существовании эпох грандиозного солеобразования в палеозое. Их можно наметить на основе распределения во времени и пространстве объемов и площадей распространения каменной соли (табл. 1 и 2).

В палеозое как по суммарной площади распространения каменной соли, так и по масштабам соленакопления на континентах выделяются раннекембрийская эпоха и кунгурский век ранней перми. В раннем кембрии соленосные отложения в целом были развиты на площади более  $3,8-4,3 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. В Евразии каменная соль накапливалась почти на 7,5% территории этого континента, а в Австралии (если учитывать бассейн Каннинг) — не менее чем на 4%. Столь огромные по охвату континентов площади соленакопления не наблюдаются ни в одну из последующих эпох палеозоя. Даже в кунгурском веке каменная соль осаждалась на 2,7% территории Евразии и на 2,5% территории Северной Америки, а вся площадь развития солей достигала только  $8,5 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup>. Во все же остальные века палеозоя соленосные отложения занимали на континентах обычно менее 1%, очень редко 1—2% их площади.

Объемы палеозойской каменной соли по периодам распределяются следующим образом (км<sup>3</sup>): кембрийский —  $1,285 \cdot 10^6$ , силурийский —  $2,6 \cdot 10^4$ , девонский —  $1,5 \cdot 10^5$ , каменноугольный —  $4,1 \cdot 10^4$ , пермский —  $1,23 \cdot 10^6$ . При сравнении этих цифр с материалами, полученными другими исследователями (табл. 3), видно, что результаты оценки объемов по периодам палеозоя у различных авторов значительно расходятся между собой. Как правило, они в несколько раз превышают наши данные. Вызвано это следующими причинами.

Площадь (км<sup>2</sup>) распространения каменной соли по основным

Система	Отдел	Ярус	Свита, толща, серия	Площадь распространения каменной соли	Евразия		
					Европа (10 млн. км <sup>2</sup> )		
					ярус	отдел	период
1	2	3	4	5	6	7	8
Кембрийская	Нижний		Усольская	1,5—2,0 · 10 <sup>6</sup>			
			Бельская	1,3 · 10 <sup>6</sup>			
			Ангарская	1,2 · 10 <sup>6</sup>			
			Хормуз и Пенджабская	2 · 10 <sup>6</sup>			
			Чендлер и Каррибади (?)	3,0 · 10 <sup>6</sup> ?			
	Средний		Литвинцевская	5 · 10 <sup>5</sup>			
			Майского яруса	2 · 10 <sup>5</sup>			
			Салина-Ривер (нижняя часть)	5 · 10 <sup>5</sup>			
	Верхний		Соляная толща верхнего кембрия				
		Восточно-Сибирского бассейна	2 · 10 <sup>5</sup>				
		Салина-Ривер (верхняя часть)	5 · 10 <sup>5</sup>				
Ордовикская							
Силурийская	Нижний	Гландо-верийский					
		Венлокский					
	Верхний	Лудловский					
		Пржидольский	Салина	2,6 · 10 <sup>5</sup>			





1	2	3	4	5	6	7	8	
Девонская	Средний	Эйфельский	Мантуровская	$5 \cdot 10^2$	$8 \cdot 10^4 (0,8\%)$	$8 \cdot 10^4 (0,8\%)$	$1,5 \cdot 10^5 (1,5\%)$	
			Соляная толща Нордвикского района Ихедушингольская Морсовская Лотсберг Голд-Лейк Лукас Бори	$1,2 \cdot 10^5$ $1 \cdot 10^4$ $8 \cdot 10^4$ $1,4 \cdot 10^5$ $1,8 \cdot 10^5$ $2,5 \cdot 10^4$ $8 \cdot 10^3$				
	Верхний	Франский	Прерия и Хаббард	$3,5 \cdot 10^5$	$6,2 \cdot 10^4 (0,6\%)$	$6,8 \cdot 10^4 (0,7\%)$		
			Фокинская Кыгылтууская (нижняя часть) Нижняя соляная толща Припят- ской впадины Третья (?) соляная толща Днеп- ровско-Донецкой впадины «Нижняя» соляная толща Днеп- ровско-Донецкой впадины Соляная толща Притиманского прогиба Давидсон Дайнсмор	$5 \cdot 10^2$ $1,5 \cdot 10^4$ $2 \cdot 10^4$ $4 \cdot 10^4$ $4 \cdot 10^4$ $2 \cdot 10^3$ $2 \cdot 10^4$ $5 \cdot 10^3$				
	Верхний	Фамецкий	Кыгылтууская (верхняя часть) Верхняя соляная толща Припят- ской впадины Верхняя соляная толща Дне- провско-Донецкой впадины Статлер Соляная толща Чу-Сарысуйской впадины (нижняя часть)	$1,5 \cdot 10^4$ $2,6 \cdot 10^4$ $4 \cdot 10^4$ $2 \cdot 10^4$ $5 \cdot 10^4$	$6,6 \cdot 10^4 (0,7\%)$	$6,8 \cdot 10^4 (0,7\%)$		
			Турнейский	Гаутреу Соляная толща Чу-Сарысуйской впадины (верхняя часть) Миши-Каньон Маккреди (нижняя часть)				$1 \cdot 10^2$ $5 \cdot 10^4$ $8 \cdot 10^4$ ?
	Каменноугольная	Центральный	Визейский	Чарлз Виндзор Маккреди (верхняя часть)	$8 \cdot 10^4$ $3,5 \cdot 10^4$ ?			
				Намюрский				

		$5 \cdot 10^4 (0,1\%)$	$6,5 \cdot 10^4 (\sim 0,1\%)$	$1,55 \cdot 10^4 (0,04\%)$		$1,3 \cdot 10^5 (0,3\%)$	9
			$6,55 \cdot 10^4 (0,1\%)$			$1,3 \cdot 10^5 (0,3\%)$	10
	$5 \cdot 10^4 (0,1\%)$		$1,96 \cdot 10^5 (\sim 0,5\%)$				11
		$5 \cdot 10^4 (0,1\%)$	$1,05 \cdot 10^5 (0,2\%)$	$7,75 \cdot 10^4 (0,1\%)$		$2,1 \cdot 10^5 (0,4\%)$	12
			$1,275 \cdot 10^5 (0,2\%)$			$2,1 \cdot 10^5 (0,4\%)$	13
		$5 \cdot 10^4 (0,1\%)$	$3,46 \cdot 10^5 (0,6\%)$				14
	$1,15 \cdot 10^5 (0,5\%)$	$8 \cdot 10^4 (0,3\%)$	$2 \cdot 10^4 (0,1\%)$	$2,5 \cdot 10^4 (0,1\%)$	$3,5 \cdot 10^5 (1,4\%)$	$2,45 \cdot 10^5 (1,0\%)$	15
	$1,15 \cdot 10^5 (0,5\%)$		$2,5 \cdot 10^4 (0,1\%)$			$3,5 \cdot 10^5 (1,4\%)$	16
			$3,75 \cdot 10^5 (1,5\%)$				17
							18
							19
							20
	$1 \cdot 10^5 (0,6\%)$					$8 \cdot 10^3$	21
						$8 \cdot 10^3$	22
			$8 \cdot 10^3$				23
	$1,15 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	$1,25 \cdot 10^5$	$1,03 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^5$	$4,63 \cdot 10^5$	24
	$1,65 \cdot 10^5$		$1,53 \cdot 10^5$			$5,7 \cdot 10^5$	25
	$2,9 \cdot 10^5$		$7,3 \cdot 10^5$				26

П О Д О Л Ж Е Н И Е т а б л . 1

1	2	3	4	5	6	7	8
Каменноугольная	Средний	Башкирский					
		Московский	Парадокс Игл-Велли	$2,5 \cdot 10^4$ $5 \cdot 10^2$			
	Верхний	Дренбург-Гжельский					
		Зренбургский	Нова-Олинда	$1 \cdot 10^5$			
Пермская	Ассельский	Никифовская		$2 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4 (0,3\%)$		
		Славянская		$3 \cdot 10^4$			
		Жиделисайская (нижняя часть)		$1 \cdot 10^4$			
	Сакмарский	Инглесайд		$5 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^4 (0,2\%)$		
		Брум-Крик		$1,1 \cdot 10^4$			
		Веллингтон		$4 \cdot 10^4$			
		Хутчисон		$8 \cdot 10^4$			
		Оул-Каньон (нижняя часть)		?			
		Сатанка (нижняя часть)		$3,2 \cdot 10^3$			
		Нижний Супай		$5 \cdot 10^3$			
Верхнекулойская			$1 \cdot 10^4$				
Краматорская		$1 \cdot 10^4$					
Жиделисайская (средняя часть)		$1 \cdot 10^4$					
Артинский	Кимарон		$3,4 \cdot 10^4$	?			
	Клир-Фок		$1 \cdot 10^5$				
	Ниннесках		$1,3 \cdot 10^4$				
	Сатанка (средняя часть)		$3,2 \cdot 10^3$				
	Верхний Супай		$6 \cdot 10^3$				
	Оул-Каньон (верхняя часть)		?				
	Соляная толща артинского яруса Восточно-Европейского бассейна		?				
	Кенгирская (нижняя часть)		$1,5 \cdot 10^3$				
	Жиделисайская (верхняя часть)		$1 \cdot 10^4$				
Нижний	Кунгурский	Фловерпот		$1,9 \cdot 10^4$	$7,4 \cdot 10^5 (7\%)$		
		Йелтон (нижняя часть)		$2 \cdot 10^3$			
		Ниппевола		$1,2 \cdot 10^4$			
		Сатанка (верхняя часть)		$3,2 \cdot 10^3$			
		Опече		$5 \cdot 10^4$			
		Сан-Андрес (нижняя часть)		$6 \cdot 10^4$			
		Соленосная толща Северо-Мексиканского бассейна		?			
		Миту		?			
					$1,44 \cdot 10^6 (14\%)$		

	$1 \cdot 10^4 (0,02\%)$	$1 \cdot 10^4 (0,02\%)$	$1 \cdot 10^4 (0,02\%)$					9
$3 \cdot 10^4 (0,07\%)$								10
								11
	$1 \cdot 10^4 (0,02\%)$	$3 \cdot 10^4 (0,06\%)$	$4 \cdot 10^4 (0,07\%)$					12
$7,7 \cdot 10^5 (1,4\%)$								13
								14
	$1,5 \cdot 10^5 (0,6\%)$	$1,1 \cdot 10^5 (0,5\%)$				$2,55 \cdot 10^4 (0,1\%)$		15
$3,5 \cdot 10^5 (1,4\%)$						$2,55 \cdot 10^4 (0,1\%)$		16
								17
					$1 \cdot 10^5 (0,6\%)$			18
					$1 \cdot 10^5 (0,6\%)$			19
								20
								21
								22
								23
	$3,6 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^5$		$2,55 \cdot 10^4$		24
$1,12 \cdot 10^6$				$1 \cdot 10^5$		$2,55 \cdot 10^4$		25
							$2,9 \cdot 10^5$	26

1	2	3	4	5	6	7	8
Пермская	Нижний	Кунгурский	Красный лежень	$8 \cdot 10^4$	$7 \cdot 10^5$ (7%)		
			Березниковская	$9 \cdot 10^3$			
			Соляная толща Верхнепечорской впадины	$6,6 \cdot 10^3$			
			Соляная толща Чусовской и Юре-зано-Сылвенской впадин	?			
			Соляная толща Волго-Уральской антеклизы	$6 \cdot 10^5$			
			Соляная толща южной части Предуральяского прогиба				
			Соляная толща Прикаспийской синеклизы				
			Кенгирская (верхняя часть)	$1,5 \cdot 10^3$			
			Тузкольская	$3 \cdot 10^4$			
				Верхний			
Грейбург	$1,3 \cdot 10^5$						
Куин (нижняя часть)							
Йелтон (верхняя часть)							
Соликамская	?						
Казанский	Куин (верхняя часть)	$1,3 \cdot 10^5$			$3,3 \cdot 10^5$ (3,3%)		
	Север-Риверс						
	Иатес						
	Тансил						
	Пайне (нижняя часть)						
Татарский	Верра	$6 \cdot 10^4$	$7,8 \cdot 10^5$ (~8%)				
	Гидрохимическая	$2,5 \cdot 10^5$					
	Кастиле	$8 \cdot 10^4$					
	Саладо	$1,3 \cdot 10^4$					
	Растлер	$9,5 \cdot 10^4$					
			Пайне (верхняя часть)	$9 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^5$ (6%)		
			Стасфурт	$6 \cdot 10^4$			
			Лейне	$5 \cdot 10^5$			
			Аллер	$4 \cdot 10^6$			
			Оре	$3 \cdot 10^5$			
			?				

Примечание. В скобках указаны площади распространения каменной соли в процентах

А. Б. Ронов и В. Е. Хаин (1954, 1955, 1956) в своих работах, посвященных литологическим формациям девона, карбона и перми, подсчитывали объемы не одной каменной соли, а целиком соленосных формаций этих периодов со всеми породами, входящими в их состав: каменной солью, ангидритами, гипсами, карбонатными и терригенными породами. В первую очередь именно поэтому приведенные ими цифры значительно превышают рассчитанные нами объемы каменной соли. Так, объем всех девонских соленосных формаций почти в 4 раза больше объема каменной соли того же периода, а объем каменноугольных соленосных формаций в 6 раз превышает объем содержащейся в карбоне каменной соли. Намного выше объема каменной соли перми подсчитанный ими объем соленосных формаций того же возраста (почти на  $2 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup>). Поэтому использовать данные А. Б. Ронova и В. Е. Хаина



Объемы каменной соли (км<sup>3</sup>) по основным стратиграфическим

Система	Отдел	Ярус	Свиты, толщи, серии	Объем каменной соли	Евразия		
					Европа		
					ярус	отдел	период
1	2	3	4	5	6	7	8
Кембрийская	Нижний		Усольская Бельская Ангарская Хормуз и Пенджабская Чендлер	3 · 10 <sup>5</sup> 1,3 · 10 <sup>5</sup> 1,2 · 10 <sup>5</sup> 6 · 10 <sup>5</sup> ?			
	Средний		Литвинцевская Майского яруса Салина-Ривер (нижняя часть)	2,5 · 10 <sup>4</sup> 5 · 10 <sup>3</sup> 5 · 10 <sup>4</sup>			
	Верхний		Соляная толща верхнего кембрия Восточно-Сибирского бассейна Салина-Ривер (верхняя часть)	5 · 10 <sup>3</sup> 5 · 10 <sup>4</sup>			
Ордовикская	Нижний						
	Средний						
	Верхний						
Силурийская	Верхний						
	Лудлов-ский	Лландо-верийский					
	Венлок-ский						

## подразделением палеозоя на континентах и на всей Земле

Евразия			Северная Америка			Южная Америка			Австралия			Суммарные объемы каменной соли на Земле						
Азия			В целом на континенте															
9	ярус																	
10	отдел																	
11	период																	
12	ярус																	
13	отдел																	
14	период																	
15	ярус																	
16	отдел																	
17	период																	
18	ярус																	
19	отдел																	
20	период																	
21	ярус																	
22	отдел																	
23	период																	
24	ярус																	
25	отдел																	
26	период																	



1	2	3	4	5	6	7	8					
Силурійська	Верхній	Пржидольський	Салина	$2,6 \cdot 10^4$								
			Середній	Эйфельський	Мантуровська	3						
					Соляна толща Нордвікського р-на	$1,2 \cdot 10^4$						
					Ихедушингольська	$1 \cdot 10^3$						
					Морсовська	$8 \cdot 10^2$						
					Лотсберг	$1,4 \cdot 10^4$						
					Голд-Лейк	$5,4 \cdot 10^3$			$8 \cdot 10^2 (0,1\%)$			
					Лукас	$8,7 \cdot 10^2$						
					Бори	$4 \cdot 10^2$						
					Девонська	Верхній	Франкський	Прерия и Хаббард	$4,2 \cdot 10^4$			
Середній	Живетський	Фокинська						2				
		Кыгылтууская (нижняя часть)	$7,5 \cdot 10^2$									
		Нижня соляна толща Припятської впадини	$5 \cdot 10^3$									
		Третья (?) соляна толща Днепровско-Донецкой впадини	$2 \cdot 10^4$									
		«Нижняя» соляна толща Днепровско-Донецкой впадини										
		Соляна толща Притиманского прогиба	$1 \cdot 10^3$									
		Давидсон	$6 \cdot 10^2$									
		Дайнсморе	50									
		Каменноугольная	Нижній	Турнейський				Кыгылтууская (верхняя часть)	$7,5 \cdot 10^2$			
					Верхня соляна толща Припятської впадини	$2,34 \cdot 10^4$						
Верхня соляна толща Днепровско-Донецкой впадини	$2 \cdot 10^4$											
Статлер	$2 \cdot 10^2$											
Соляна толща Чу-Сарысуйской впадини (нижняя часть)	$2,5 \cdot 10^3$											
Девонська	Верхній				Фаменський	Гаутреу	10					
						Соляна толща Чу-Сарысуйской впадини (верхняя часть)	$2,5 \cdot 10^3$					
						Мишн-Каньон	$4 \cdot 10^2$					
						Маккреді (нижняя часть)	?					
						Силурійська	Верхній	Пржидольський	Чарлз	$2 \cdot 10^3$		
		Виндзор	$7 \cdot 10^3$									
		Маккреді (верхняя часть)	?									
									$4,34 \cdot 10^4 (3,5\%)$			
										$2,6 \cdot 10^4 (2,8\%)$		
										$6,94 \cdot 10^4 (6,3\%)$		
					$8 \cdot 10^2 (0,1\%)$							
					$8 \cdot 10^2 (0,1\%)$							
									$7,02 \cdot 10^4 (6,4\%)$			

	$2,5 \cdot 10^3 (0,2\%)$	$3,25 \cdot 10^3 (0,3\%)$	$7,52 \cdot 10^2 (0,1\%)$		$1,3 \cdot 10^4 (1\%)$	
	$2,5 \cdot 10^3 (0,2\%)$		$4 \cdot 10^3 (0,3\%)$		$1,3 \cdot 10^4 (1\%)$	
			$1,7 \cdot 10^4 (1,3\%)$			
	$2,5 \cdot 10^3 (0,1\%)$	$4,66 \cdot 10^4 (1,9\%)$	$2,68 \cdot 10^4 (1,7\%)$		$1,38 \cdot 10^4 (0,5\%)$	
	$2,5 \cdot 10^3 (0,1\%)$		$7,34 \cdot 10^4 (3,6\%)$		$1,38 \cdot 10^4 (0,5\%)$	
			$8,72 \cdot 10^4 (4,1\%)$			
$9 \cdot 10^3 (3,2\%)$	$4,1 \cdot 10^2 (0,1\%)$	$2 \cdot 10^2 (0,1\%)$	$6,5 \cdot 10^2 (0,2\%)$	$4,2 \cdot 10^4 (15\%)$	$2,03 \cdot 10^4 (7,3\%)$	$2,6 \cdot 10^4 (9,3\%)$
$9,41 \cdot 10^3 (3,3\%)$			$8,5 \cdot 10^2 (0,2\%)$		$6,23 \cdot 10^4 (22,5\%)$	$2,6 \cdot 10^4 (9,3\%)$
			$6,322 \cdot 10^4 (22,7\%)$			
					$4 \cdot 10^2 (1,6\%)$	
					$4 \cdot 10^2 (1,6\%)$	
			$4 \cdot 10^2 (1,6\%)$			
$9 \cdot 10^3 (0,3\%)$	$2,9 \cdot 10^3 (0,1\%)$	$4,69 \cdot 10^4 (1,7\%)$	$2,74 \cdot 10^4 (0,9\%)$	$4,2 \cdot 10^4 (1,5\%)$	$3,45 \cdot 10^4 (1,2\%)$	$2,6 \cdot 10^4 (0,9\%)$
$1,2 \cdot 10^4 (0,41\%)$			$7,43 \cdot 10^4 (2,6\%)$		$7,6 \cdot 10^4 (2,7\%)$	$2,6 \cdot 10^4 (0,9\%)$
			$1,5 \cdot 10^5 (5,3\%)$			

9  
10  
11  
12  
13  
14  
15  
16  
17  
18  
19  
20  
21  
22  
23  
24  
25  
26

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	
Пермская	Камешноугольная	Верхний	Оренбургский	Нова-Олинда	$2 \cdot 10^4$			
			Гжельский					
			Средний	Московский	Парадокс Игл-Велли	$9 \cdot 10^3$ $1,5 \cdot 10^2$		
		Нижний	Сакмарский	Инглесайд	?		$1,1 \cdot 10^3 (0,1\%)$	
				Брум-Крик	$2,2 \cdot 10^2$			
			Веллингтон	$2,6 \cdot 10^3$				
	Ассельский	Сакмарский	Хутчинсон	$8 \cdot 10^3$		$4,6 \cdot 10^3 (0,4\%)$		
			Оул-Каньон (нижняя часть)	?				
			Сатанка (нижняя часть)	$2,2 \cdot 10^3$				
		Ассельский	Нижний Супай	50				
			Верхнекулойская	$1 \cdot 10^2$				
			Краматорская	$1 \cdot 10^3$				
Артинский	Ассельский	Жиделисаяская (средняя часть)	$9 \cdot 10^2$					
		Кимарон	$5,1 \cdot 10^3$					
		Клир-Фок	$1 \cdot 10^4$					
	Артинский	Ниннесках	$4 \cdot 10^2$					
		Сатанка (средняя часть)	$2,2 \cdot 10^2$					
		Верхний Супай	$3 \cdot 10^2$					
Артинский	Оул-Каньон (верхняя часть)	?						
	Соляная толща артинского яруса Восточно-Европейского бассейна	?						
	Квингирская (нижняя часть)	60						
Жиделисаяская (верхняя часть)	$9 \cdot 10^2$							

									9
$9,6 \cdot 10^2 (0,1\%)$	$9 \cdot 10^2 (0,1\%)$	$9 \cdot 10^2 (0,1\%)$							10
								$2,5 \cdot 10^3 (0,2\%)$	11
$9,6 \cdot 10^2 (0,04\%)$	$2 \cdot 10^3 (0,1\%)$	$5,5 \cdot 10^3 (0,2\%)$							12
									13
								$2,5 \cdot 10^3 (0,1\%)$	14
$1,6 \cdot 10^4 (5,7\%)$	$1,11 \cdot 10^4 (4\%)$					$9,2 \cdot 10^3 (3,3\%)$			15
						$9,2 \cdot 10^3 (3,3\%)$			16
						$9,61 \cdot 10^3 (6,6\%)$			17
									18
				$2 \cdot 10^4 (66,7\%)$					19
				$2 \cdot 10^4 (66,7\%)$					20
									21
									22
									23
									24
$1,7 \cdot 10^4 (0,6\%)$	$1,31 \cdot 10^4 (0,5\%)$	$5,5 \cdot 10^3 (0,2\%)$	$2 \cdot 10^4 (0,7\%)$			$9,2 \cdot 10^3 (0,3\%)$			25
			$2 \cdot 10^4 (0,7\%)$			$9,2 \cdot 10^3 (0,3\%)$			26
								$4,1 \cdot 10^4 (1,4\%)$	26

1	2	3	4	5	6	7	8												
Пермская	Верхний	Нижний	Кунгурский	Фловерпот	$1,1 \cdot 10^3$	$1,018 \cdot 10^6$ (81,4%)	$1,024 \cdot 10^6$ (81,9%)	$1,17 \cdot 10^6$ (93,5%)											
				Йелтон (нижняя часть)	50														
				Нилпевола	$9,6 \cdot 10^2$														
				Сатанка (верхняя часть)	$2 \cdot 10^2$														
				Опече	$1 \cdot 10^3$														
				Сан-Андрес (нижняя часть)	$1 \cdot 10^3$														
				Соленосная толща Северо-Мексиканского бассейна	?														
				Миту	?														
				Красный лежень	$8 \cdot 10^3$														
				Березниковская	$4,5 \cdot 10^3$														
				Соляная толща Верхнепечорской впадины	$1 \cdot 10^3$														
				Соляная толща Чусовской и Юрзано-Сылвенской впадин	?														
				Соленосная толща Волго-Уральской антеклизы	$7 \cdot 10^4$														
				Соленосная толща южной части Предуральяского прогиба	$1,45 \cdot 10^4$														
				Соляная толща Прикаспийской синеклизы	$9,2 \cdot 10^5$														
Верхний	Уфимский	Казанский	Сан-Андрес (верхняя часть)	$8 \cdot 10^2$	$1,4 \cdot 10^4$ (1,1%)	$1,457 \cdot 10^5$ (11,6%)	$1,17 \cdot 10^6$ (93,5%)												
			Грейбург	$6 \cdot 10^3$															
			Куин (нижняя часть)																
			Йелтон (верхняя часть)																
			Соликамская	?															
			Верхний	Татарский				Казанский	Куин (верхняя часть)	$7 \cdot 10^3$	$1,317 \cdot 10^5$ (10,5%)	$1,457 \cdot 10^5$ (11,6%)	$1,17 \cdot 10^6$ (93,5%)						
									Север-Риверс										
									Иатес										
									Тансил	$9 \cdot 10^2$									
									Пайне (нижняя часть)										
									Верра										
									Гидрохимическая	$8 \cdot 10^3$									
									Верхний	Татарский				Казанский	Кастиле	$1,3 \cdot 10^3$	$1,317 \cdot 10^5$ (10,5%)	$1,457 \cdot 10^5$ (11,6%)	$1,17 \cdot 10^6$ (93,5%)
															Саладо	$1,43 \cdot 10^4$			
															Растлер	$9 \cdot 10^2$			
Пайне (верхняя часть)	$9 \cdot 10^2$																		
Стасфурт	$9,1 \cdot 10^4$																		
Лейне	$3,4 \cdot 10^4$																		
Аллер	$6,65 \cdot 10^3$																		
Оре	50																		
Рассчитанные суммарные объемы					$1,24 \cdot 10^6$														
Принимаемые суммарные объемы					$1,25 \cdot 10^6$														

Примечание. Принимаемые суммарные объемы каменной соли увеличены по сравнению с объемами их не подсчитаны), а также за счет солей бассейна Каннинг, не включенных в таблицу

9					90(0,01%)
10					$2,85 \cdot 10^3$ (0,2%)
11				$2,85 \cdot 10^3$ (0,2%)	
12		$1,317 \cdot 10^5$ (5,2%)	$1,4 \cdot 10^4$ (0,5%)	?	$1,018 \cdot 10^6$ (40,7%)
13			$1,457 \cdot 10^5$ (5,7%)		$1,027 \cdot 10^6$ (41%)
14				$1,173 \cdot 10^6$ (46,7%)	
15		$1,74 \cdot 10^4$ (6,2%)	$7,9 \cdot 10^3$ (2,8%)	$6,85 \cdot 10^3$ (2,4%)	$4,31 \cdot 10^3$ (1,5%)
16			$3,215 \cdot 10^4$ (11,4%)		$3,14 \cdot 10^4$ (11,2%)
17				$6,36 \cdot 10^4$ (22,6%)	
18					
19					
20					
21					
22					
23					
24		$1,5 \cdot 10^5$ (5,4%)	$2,2 \cdot 10^4$ (0,8%)	$6,9 \cdot 10^3$ (0,2%)	$1,022 \cdot 10^6$ (36,4%)
25			$1,8 \cdot 10^5$ (6,4%)		$1,05 \cdot 10^6$ (37,7%)
26				$1,23 \cdot 10^6$ (44,1%)	

С расчетными за счет сметы, которые обнаружены в сопоставляемых бассейнах (из-за отсутствия данных в скобках указаны объемы каменной соли в процентах к общему объему на континентах и на Земле.

Сравнение объемов каменной соли (км<sup>3</sup>) в палеозое, по данным различных исследователей

Система	Отдел	Объемы соленосных (эвапоритовых) формаций по А. Б. Ронову и В. Е. Ханну (1954, 1955, 1956) и др.; А. Б. Ронову (1974)		Объемы соленосных толщ по М. К. Калинин (1973 <sup>1,2</sup> )		Объемы каменной соли, принятые в настоящей работе	
Кембрийская	Нижний	1,1 · 10 <sup>6</sup>				1,15 · 10 <sup>6</sup>	
	Средний	3,1 · 10 <sup>5</sup>	1,43 · 10 <sup>6</sup>	1,236 · 10 <sup>6</sup>		8 · 10 <sup>4</sup>	1,285 · 10 <sup>6</sup>
	Верхний	1,94 · 10 <sup>4</sup>				5,5 · 10 <sup>4</sup>	
Ордовикская		—		1,06 · 10 <sup>5</sup>		—	
Силурийская		—		1,96 · 10 <sup>5</sup>			2,6 · 10 <sup>4</sup>
Девонская	Нижний	3,86 · 10 <sup>4</sup>				—	
	Средний	3,2 · 10 <sup>5</sup>	5,92 · 10 <sup>5</sup>	3,38 · 10 <sup>5</sup>		7,6 · 10 <sup>4</sup>	1,5 · 10 <sup>5</sup>
	Верхний	2,4 · 10 <sup>5</sup>				7,43 · 10 <sup>4</sup>	
Каменноугольная	Нижний	2,2 · 10 <sup>5</sup>				1,2 · 10 <sup>4</sup>	
	Средний	2,63 · 10 <sup>4</sup>	2,436 · 10 <sup>5</sup>	7,44 · 10 <sup>4</sup>		9,2 · 10 <sup>3</sup>	4,1 · 10 <sup>4</sup>
	Верхний					2 · 10 <sup>4</sup>	
Пермская	Нижний	1,11 · 10 <sup>6</sup>	1,414 · 10 <sup>6</sup>	2,15 · 10 <sup>6</sup>	3,22 · 10 <sup>6</sup>	1,05 · 10 <sup>6</sup>	1,23 · 10 <sup>6</sup>
	Верхний	3,04 · 10 <sup>5</sup>		1,07 · 10 <sup>6</sup>		1,8 · 10 <sup>5</sup>	
Всего в палеозое			3,68 · 10 <sup>6</sup>	5,17 · 10 <sup>6</sup>		2,8 · 10 <sup>6</sup>	

кембрия должен быть большим, так как указанными авторами не были учтены галогенные отложения Ирано-Пакистанского бассейна и бассейна Амадиес, а для позднего кембрия занижен объем соленосных отложений в бассейне Маккензи. Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют предполагать, что общий объем галогенных (эвапоритовых) формаций кембрия, включая каменную соль, сульфатные, карбонатные и другие породы, может более чем вдвое превышать цифру, приведенную А. Б. Роновым, К. Б. Сеславинским и В. Е. Хаиным (1974).

Гораздо более полные сведения об объемах соленосных серий приведены М. К. Калинко (1973<sub>1, 2</sub>). Подсчеты им были выполнены почти по всем бассейнам Земли и для каждого периода палеозоя. Однако указанные цифры также во много раз превышают наши. Причина такого расхождения заключается в том, что М. К. Калинко в большинстве случаев подсчитаны объемы соленосных толщ в целом, а не одной только каменной соли. Это вытекает из приведенных им данных по мощностям. Сам автор (Калинко, 1973<sub>1</sub>, с. 10—14, табл. 2) отмечает этот факт, указывая, что при расчетах были взяты мощности толщ, а не каменной соли, но затем в графиках (Калинко, 1973<sub>1</sub>, с. 15, рис. 2; Калинко, 1973<sub>2</sub>, с. 98, рис. 2) относит полученные объемы только к каменной соли. На самом же деле на этих графиках, очевидно, показано распределение не общего количества каменной соли, а всех соленосных отложений, совместно с сульфатными и, по-видимому, карбонатными и другими породами. Это хорошо подтверждается приводимыми М. К. Калинко цифрами мощностей. Так, при подсчете объема соленосных отложений в Восточно-Сибирском кембрийском бассейне мощность принята равной 2,1 км на площади  $1,125 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Несомненно, что это мощность кембрийской соленосной серии в целом, даже завышенная на принятую территорию. Суммарная же мощность каменной соли в этом бассейне, как это нами показано (Жарков, 1974), сейчас может быть принята равной только 500 м. Даже при самых максимальных оценках она не составит больше 1000 м, т. е. будет, по крайней мере, в 2 раза меньше взятой М. К. Калинко. То же самое можно сказать в отношении мощности соленосных отложений силура в Мичигано-Предаппалачском бассейне, где она оценена в наиболее погруженной (Гуронской) зоне в 1,5 км. На самом деле, как было показано У. Пирсом и Е. Ричем (Piege, Rich, 1962), среднюю мощность каменной соли здесь можно принять равной не более 100 м. Аналогичным является пример с девонскими соленосными отложениями Припятского прогиба, для которых принята мощность (1,9 км), конечно, отвечает всему разрезу и не может быть распространена на одну каменную соль.

Таким образом, можно с определенностью сказать, что данные М. К. Калинко преимущественно отражают суммарные объемы всех пород соленосных серий и поэтому должны значительно превосходить наши данные. Близкими являются только кембрийские объемы. Но произошло это опять случайно, потому что указанный М. К. Калинко объем соляных толщ кембрия получен в основном за счет одного Восточно-Сибирского бассейна, а объем соленосных отложений Ирано-Пакистанского бассейна очень уменьшен и поделен между протерозойскими и кембрийскими образованиями. Значительные неясности возникают в отношении объема ордовикских соленосных отложений. В первой работе М. К. Калинко (1973<sub>1</sub>) соляные толщи этого возраста не были выделены, но во второй (Калинко, 1973<sub>2</sub>) они показаны на графике (с. 98, рис. 2).

Вместе с тем материалы, приведенные М. К. Калинко, являются очень важными. Они впервые показали действительную картину относительного соотношения объемов всех соленосных отложений между периодами палеозоя. Следует подчеркнуть, что, по данным М. К. Ка-



линко, четко выделяются два периода грандиозного накопления соленосных серий: кембрийский и пермский. Все остальные периоды характеризуются по сравнению с ними относительно малыми объемами соляных толщ. Подобная картина хорошо согласуется с установленными нами закономерностями возрастного размещения масс палеозойской каменной соли.

Из данных, приведенных в табл. 2, также следует, что в палеозойской эре четко вырисовываются кембрийский и пермский периоды грандиозного соленакпления. Почти на порядок меньше накопилось каменной соли в девонский период. Силурийский и каменноугольный периоды отличаются сравнительно незначительными объемами соленакпления. В ордовикском периоде соленосные отложения, по-видимому, почти не накапливались.

Проведенный анализ позволяет выяснить распределение объемов каменной соли по векам палеозоя, а в кембрии — по отделам. В кембрийском периоде подавляющая масса каменной соли осадилась в раннем кембрии и поэтому только это время по объемным показателям может считаться эпохой грандиозного соленакпления. Весь объем силурийской каменной соли накопился в пржедольском веке. Масса соли девонского периода почти равномерно распределена по векам среднего и позднего девона. К турнейскому, визейскому, московскому и оренбургскому векам каменноугольного периода приурочено всего 1,4% объема палеозойских солей. В пермском периоде наибольшее количество каменной соли было сформировано в кунгурском веке, который по объему осадившейся каменной соли соизмерим с раннекембрийским временем.

Таким образом, основная масса каменной соли в палеозое накопилась в две эпохи: раннекембрийскую, когда образовалось почти 41,1% всего объема солей, и кунгурскую, когда осадилось около 36,4%. В эти две эпохи сформировалось 77,5% объема солей палеозойской эры. Все остальные отделы и века палеозоя по объемам соленакпления далеко уступают раннекембрийскому и кунгурскому и ни один из них не может считаться эпохой интенсивного соленакпления. Поэтому существующие представления о том, что эпохами соленакпления в палеозое являлись поздний силур, поздний девон и поздняя пермь (Лотце, 1968; Иванов, Ворснова, 1972; Страхов, 1962), нуждаются в пересмотре. В эти этапы палеозоя накопилось следующее количество солей по отношению к общему объему палеозойской каменной соли: в позднем силуре — 0,9%, в среднем и позднем девоне — 5,3%, в поздней перми — 6,4%. Можно поэтому сказать, что по объемам каменной соли действительными эпохами соленакпления в палеозое были только две: раннекембрийская и кунгурская. Однако следует иметь в виду, что обе эти эпохи не были соизмеримыми по своей длительности, а следовательно, и по интенсивности соленакпления. Ведь масса каменной соли в раннем кембрии накапливалась, по крайней мере, на протяжении 40—50 млн. лет, а весь объем кунгурских солей осадился за гораздо меньший срок — 6—7 млн. лет. В этом отношении кунгурский век резко выделяется исключительно быстрым накоплением огромных масс каменной соли.

Рассматривая распределение объемов каменной соли по основным стратиграфическим подразделениям палеозоя, вновь, как и при решении проблемы этапности палеозойского соленакпления, приходится отмечать, что намеченная картина фиксирует возрастную приуроченность масс каменной соли в целом для всей Земли. Она является сводной, суммирующей распределение объемов каменной соли по отдельным континентам. В этой связи важно выяснить, как распределены объемы палеозойских солей на каждом из континентов и сохраняется ли на них эта же закономерность, что и для всей Земли. Подобные сведения приведены в табл. 2 и на рис. 7.

Система Отдел	Ярус	Евразия		Северная Америка		Австралия		Южная Америка			
		Стратиграфическое положение	Этапы	Стратиграфическое положение	Этапы	Стратиграфическое положение	Этапы	Стратиграфическое положение	Этапы		
Пермская	Верхний	Татарский	Пермский соленосный	Пермский соленосный	77	78	Пермский соленосный	74	73		
		Казанский			75	76		72	73		
		Уфимский			68	70		71	67	69	
		Кунгурский			58	60		62	64	66	
		Артинский			59	61		63	65		
		Сакмарский			46	47					
		Ассельский			42	41					
Каменноугольная	Верхний	Оренбургский	Каменноугольный бессоленосный	Каменноугольный бессоленосный	Оренбургский соленосный	Каменноугольный бессоленосный	Оренбургский соленосный	Оренбургский соленосный			
		Гжельский									
	Средний	Московский							38	39	Московский соленосный
		Башкирский									
	Нижний	Намюрский									Намюрско-башкирский бессоленосный
		Визейский									
		Турнейский									
Девонская	Верхний	Фаменский	Среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный	Среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный	Среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный	Среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный	Среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный	Среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный			
		Франский									
	Средний	Живетский							14		
		Эйфельский							12	13	15
	Силурийская	Средний							Прюйдольский	Ордовикско-раннедевонский бессоленосный	Ордовикско-раннедевонский бессоленосный
Лудловский											
Нижний		Венлокский	11								
		Лландоверрийский									
Ордовикская	Верхний		Ордовикско-силурийский бессоленосный	Ордовикско-силурийский бессоленосный	Ордовикско-силурийский бессоленосный	Ордовикско-силурийский бессоленосный	Ордовикско-силурийский бессоленосный	Ордовикско-силурийский бессоленосный			
	Средний										
	Нижний										
Кембрийская	Верхний	10	Кембрийский соленосный	Кембрийский соленосный	Кембрийский соленосный	Кембрийский соленосный	Кембрийский соленосный	Кембрийский соленосный			
		8									
	Средний	7							9		
		3									
		2									
Нижний	1										

Рис. 6. Схема стратиграфического положения соленосных серий на континентах. Цифрами указаны соленосные толщи, название которых см. на рис. 5.

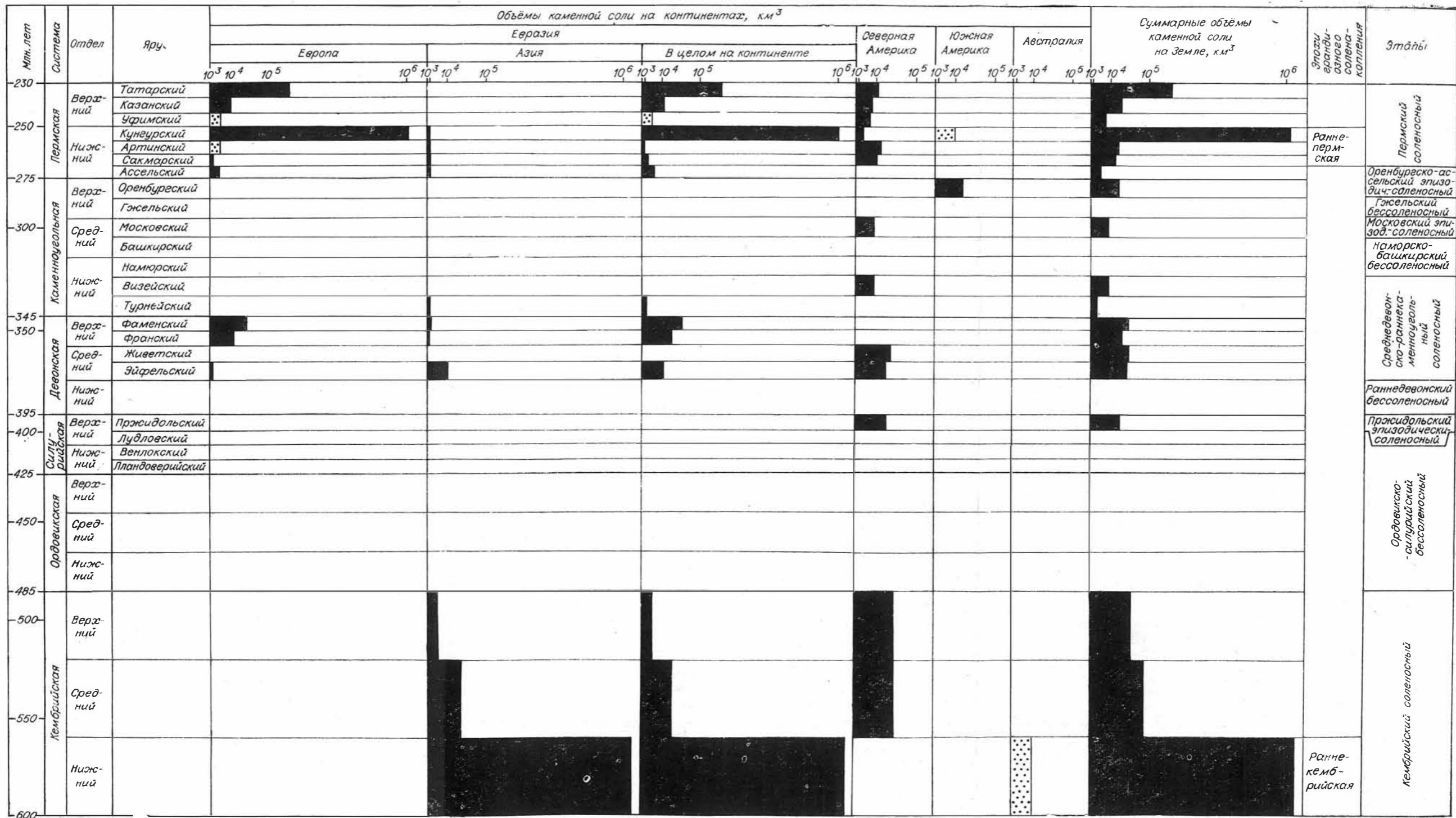


Рис. 7. Распределение объемов каменной соли (черное, точками — предположительно) по стратиграфическим подразделениям на континентах и в целом на Земле.

Сразу следует отметить, что совпадения между распределением объемов солей на континентах и на Земле в целом не наблюдается. Так, весь объем нижнекембрийской каменной соли сосредоточен в Евразии. На других же континентах больших масс солей в эту эпоху не накапливалось, хотя условия для их осаждения возникали. Почти весь объем средне- и позднекембрийской каменной соли приурочен к территории Северной Америки, а на других континентах он либо незначителен, либо его можно лишь предполагать. Масса каменной соли пржедольского века установлена только в Северной Америке, живетского — там же, франского и фаменского — преимущественно в Европе, турнейского — в Азии, визейского, а также московского — в Северной Америке, оренбургского — в Южной Америке, ассельского — в Европе, сакмарского и артинского — в основном в Северной Америке, кунгурского — в Европе, уфимского — в Северной Америке, казанского — в Европе и Северной Америке, татарского — преимущественно в Европе и, в меньшей мере, в Северной Америке. Только в эйфельском веке объем каменной соли распределен, хотя и неравномерно, между Европой, Азией, Северной Америкой и Австралией.

Таким образом, даже в соленосные этапы истории палеозоя масса каменной соли не распределялась более или менее равномерно по всем континентам, а концентрировалась преимущественно на одном из них, в пределах ограниченного числа бассейнов, которые являлись основными регионами формирования соленосных толщ. В раннем кембрии это были Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский бассейны, в среднем и позднем кембрии — бассейн Маккензи, в конце силура — Мичигано-Преаппалачский, в живетском веке — Западно-Канадский, во франском и фаменском — верхнедевонский Русской платформы, в визейском — Виллистонский, в московском — Парадокс и Игл-Велли, в башкирском — Амазонский; в ассельском и сакмарском — Восточно-Европейский, в артинском — Мидконтинента, в кунгурском — Восточно-Европейский, в поздней перми — Западно-Европейский, Восточно-Европейский и Мидконтинента. Каждый из этих регионов для своего времени являлся своеобразным центром соленакопления. Наиболее грандиозные центры соленакопления существовали в раннем кембрии и кунгурском веке ранней перми.

## ЛИТЕРАТУРА

- Жарков М. А. Эволюция соленакопления в геологической истории. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 260—299.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М., «Недра», 1974. 392 с.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., «Недра», 1972. 327 с.
- Иванов А. А., Левичкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 422 с. (Труды ВСЕГЕИ, Новая серия, т. 35).
- Калинко М. К. Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. М., «Недра», 1973. 132 с. (Труды ВНИГРИ, вып. 127).
- Калинко М. К. Характер связи между соленосностью и нефтегазоносностью континентальных территорий и акваторий. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 10, с. 95—106.
- Лютце Ф. Распространение эквапоритов в пространстве и времени. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 321—336.
- Ронов А. Б., Сеславинский К. Б., Хаин В. Е. Кембрийские литологические формации мира. — «Сов. геология», 1974, № 12, с. 10—33.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира. — «Сов. геология», 1954, сб. 41, с. 46—76.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Каменноугольные литологические формации мира. — «Сов. геология», 1955, сб. 48, с. 92—117.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира. — «Сов. геология», 1956, сб. 54, с. 20—36.

- Силурийская система.** Стратиграфия СССР. М., «Недра», 1965. 396 с.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Фивег М. П.** Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов. Автореф. докт. дис. М., 1962. 60 с.
- Benavides V.** Saline deposits of South America.—In.: Salina deposits: Geol. Soc. America Spec. Paper 88, 1968, p. 249—290.
- Berry W. B. N., Boisot A. J.** Correlation of the North American Silurian Rocks. Geol. Soc. America, Spec. Paper 102, 1970. 289 p.
- Borchert H., Muir R. O.** Salt deposits — the origin, metamorphism, and deformation of evaporites. London, D. Van Nostrand Ltd., 1964, 338 p.
- Kozary M. T., Dunlap J. C., Humprey W. E.** Incidence of saline deposits in geologic time.—In.: Saline deposits. Geol. Soc. America Spec. Paper 88, 1968, p. 43—57.
- Lefond S. J.** Handbook of World Salt Resources. New York, Plenum Press, 1969. 384 p.
- Lotze F.** Steinsalz und Kalisalz, 1. Teil (allgemein-geologischer Teil). Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin, 1957. 465 s.
- Pierce W. G., Rich E. I.** Summary of rock salt deposits in the United States as possible storage sites for radioactive waste materials.—“U. S. Geol. Surv. Bull.”, 1962, № 1148, p. 91.

*В. И. РАЕВСКИЙ, Н. М. ДЖИНОРИДЗЕ*

## **ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ МОРСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

В настоящее время генетическая связь промышленных залежей калийных солей с мощными морскими соленосными отложениями не вызывает сомнения. Однако выяснение палеогеографических и палеотектонических условий их формирования весьма важно при решении многих генетических вопросов и при разработке критериев прогнозирования месторождений. Этому может способствовать не только всестороннее изучение современных и древних соленосных отложений, но и выявление закономерностей их пространственного и временного размещения.

Последний вопрос рассматривался многими исследователями (Ф. Лотце, М. П. Фивегом, Н. М. Страховым, А. А. Ивановым, М. А. Жарковым, М. Т. Козари и др.), а также авторами данной статьи. Как указывает М. А. Жарков (1971), закономерности размещения соленосных отложений во времени в значительной мере установлены, в то время как особенности их пространственного размещения остаются не выясненными из-за отсутствия палеогеографических и палеотектонических реконструкций «обязательно с анализом относительного перемещения материков» (с. 277). Попытаемся этот пробел восполнить в данном сообщении.

Объектом нашего изучения были мезокайнозойские морские соленосные отложения. Выбор этот был не случайным. В эволюции вещественного состава галогенных (Жарков, 1971) и калиеносных отложений (Джиноридзе, Раевский, 1974) с мезозоя наступает качественно новый этап развития. Кроме того, гипотеза «тектоники плит» в настоящее время полно аргументирована для мезокайнозойского периода развития Земли.

Появились публикации, в которых высказывается мнение об определенной связи формирования мощных соленосных отложений с начальной стадией «раскрытия» Атлантики (Scheider, 1969\*; Pantot e. a., 1970; Кропоткин, Валяев, 1970; Dewey, Bird, 1970; Хаин, 1973; Кропоткин, 1973; и др.).

\* См. Le Pichon and Fox (1971).

На карте реконструкции взаимного расположения материков к концу палеозоя (Smith e. a., 1973), нами нанесены схематичные контуры распространения мощных мезозойских соленосных отложений (рис. 1). На рис. 1 видна приуроченность регионов мощного соленакпления к краевым частям современных и древних материков. Эти регионы образуют три мегазоны: Атлантическую субмеридиональную, Альпийскую субширотную и Юго-Восточно - Азиатскую. Следует подчеркнуть, что в первых двух мегазонах мезозойские соленосные толщи преимущественно калиеносны, а в последней калийные соли не установлены.

В пределах Атлантической мегазоны с севера на юг размещены следующие крупные соленосные регионы: Североморский позднермский, Пиренейско-Атласский триасовый, Примексиканский триас?-раннеюрский, раннемеловые Сенегальский и Бразильско-Западно-Африканский (см. таблицу). Таким образом, в Атлантическом секторе литосферы устанавливается миграция солеродных бассейнов с севера на юг, начиная от поздней перми и до конца раннего мела.

Из приведенных в таблице данных следует, что во всех случаях соленосные отложения формировались в припалеоэкваториальных кли-

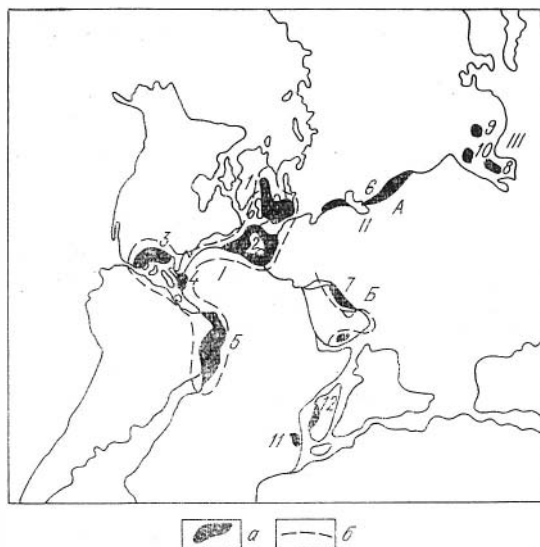


Рис. 1. Мегазоны мезозойского морского соленакпления.

*a* — соленосные регионы (1 — Североморский; 2 — Пиренейско-Атласский; 3 — Примексиканский; 4 — Сенегальский; 5 — Бразильско-Западно-Африканский; 6 — Кавказско-Среднеазиатский; 7 — Аравийско-Месопотамский; 8 — Коратский, триасовый; 9 — Сычуанский, триасовый; 10 — Хеньдуашанский, раннемеловой; 11 — Танзанийский, раннеюрский; 12 — Мадагаскарский, триасовый (поздне?). *b* — граница мегазон (I — Атлантической, II — Альпийской (A — Северная подзона, B — Южная подзона), III — Восточно-Азиатской).

Палеошироты мезокайнозойских регионов соленакпления

Соленосные регионы	Палеошироты		Абсолютный возраст, млн. лет	Стратиграфический возраст соленосных отложений
	южные	северные		
Североморский	—	0—15°	250*	Поздняя пермь
Пиренейско-Атласский	0—15°	—	200	Поздний триас (Stevaux, 1971; Rios, 1968; Salvap, 1968).
Примексиканский	0—15° —	— 0—15°	200 170*	Поздний триас — ранняя юра (Кропоткин, Валяев, 1970).
Сенегальский	—	0—15°	130	Ранний мел (Kozari e. a., 1968).
Бразильско-Западно-Африканский	0—15°	—	130	Ранний мел, апт (Wardlaw, 1972a, б; Hirtz, 1966).

\* По данным Smith e. a., 1973.

матических областях. Вместе с тем миграция солеродных бассейнов во времени имеет связь с миграцией начальной стадии раздвижения материков в Атлантическом секторе литосферы. «Раскрытие» Атлантики происходило в последовательности: Северная Атлантика → Центральная Атлантика → Южная Атлантика. Время «раскрытия» Центральной Атлантики — поздний триас? — ранняя юра; а Южной Атлантики — поздняя юра — ранний мел (Le Pichon, Fox, 1971), т. е. совпадает с возрастом соленосных отложений этих участков (см. таблицу). В Северной Атлантике такой связи не наблюдается. По существующим представлениям (Кулон, 1973), здесь «раскрытие» началось 180 млн. лет назад, т. е. после формирования соленосных отложений Североморского региона. Следует отметить, что в Северноморском регионе имеются следы растяжения континентальной коры перед началом формирования позднепермских солей. Однако они проявлены (Dewey, Bird, 1970) вдоль северной границы океана Тетис — в Альпийском складчатом поясе Франции, где под маломощной мезозойской карбонатной серией Бриансонэ залегают мощные каменноугольно-пермские обломочно-вулканогенные образования.

Таким образом, в пределах Атлантической мегазоны размещение мощных мезозойских соленосных отложений представляется вполне объяснимым с позиции гипотезы «тектоники плит». Их формирование связано, по-видимому, с растяжением континентальной коры. Строение этих соленосных толщ характеризуется специфическими особенностями, отмеченными в работе Н. П. Кропоткина и Б. М. Валяева (1970). В некоторых из них (Серджип, Бразильско-Западно-Африканский регион) обнаружены мощные тахидритовые образования (Wardlaw, 1972<sub>a, c</sub>), а в других (Североморский бассейн, серия Стассфурт) — тахидрит встречен в виде небольших скоплений (Kühn, 1969). Кроме того, в бассейне Серджип (Бразилия) в соленосных отложениях развиты синседиментационные структуры, указывающие на одновременность соленакпления и интенсивного погружения, вызванного процессами рифтообразования (Wardlaw, 1972<sub>c</sub>).

Альпийская мегазона имела вначале субмеридиональное, а затем субширотное простирание. В ней соленакпление осуществлялось в пределах трех крупных регионов: Кавказско-Среднеазиатского, Аравийско-Месопотамского и Мадагаскар-Танзанийского. Эти регионы образуют узкую кайму вдоль северной и юго-западной границ океана Тетис (рис. 2), т. е. в краевой полосе древних материков (Евро-Азиатского и Афро-Аравийского). Здесь также наблюдалась миграция солеродных бассейнов в мезозое, но ее направление иное, чем в Атлантической мегазоне — с юга на север. Это становится понятным с позиции континентального дрейфа (Coney, 1970; Dewey, Bird, 1970; Takin, 1972).

На рис. 2 показано положение материков в конце триасового периода на Среднем Востоке, по Р. Дицу и К. Гольдену (Такін, 1972). В отличие от позднепермской эпохи (см. рис. 1) в конце триаса наблюдалось существенное сокращение площади Тетиса в связи с перемещением Индостанского материка на север. На Среднем Востоке замыкание Афро-Аравийского материка с Евразией произошло гораздо позже, в конце неогена. В юре здесь воз-

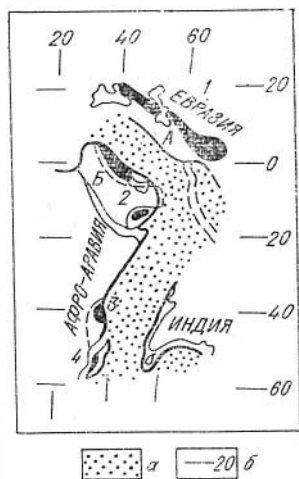


Рис. 2. Размещение мезозойских соленосных регионов в Альпийской мегазоне (Средний Восток).

а — океан Тетис; б — палеошироты.

А — Северная подзона, Б — Южная подзона. Соленосные регионы верхнеюрские: 1 — Кавказско-Среднеазиатский, 2 — Аравийско-Месопотамский, 3 — Танзанийский, 4 — Мадагаскарский.

никали зоны растяжения, на что указывает наличие офиолитов и участки, где непосредственно под осадочным слоем вскрыт базальтовый (Такіп, 1972).

По М. Такину следует, что при движении в северном направлении Афро-Аравийского континента в океане Тетис возникла зона «засасывания» (впадина Тетис), которая охватывала и часть южной окраины Евразии. Это движение сопровождалось возникновением микроконтинентов (Центрального и Восточно-Иранского) и участков растяжения континентальной коры между ними, в пределах которых возникали микроокеанические бассейны типа Красного моря. Можно предположить, что зоны растяжения или дробления формировались в предпозднеюрское время и в Кавказско-Среднеазиатском солеродном бассейне.

Таким образом, условия мощного соленакопления в Альпийской и Атлантической мегазонах обнаруживают определенное сходство. На первый взгляд оно незаметно из-за различия в их геологическом развитии.

В Атлантической мегазоне, начиная с раннего мезозоя до настоящего времени, происходили процессы растяжения. В Альпийской мегазоне в течение этого времени преобладали процессы сжатия, чередующиеся с кратковременными эпохами образования структур растяжения, что сопровождалось формированием в их пределах микроокеанических бассейнов.

Развитие микроконтинентов и микроокеанических бассейнов особенно ярко проявлено в послезоценовый период существования Альпийской мегазоны (за исключением ее Гималайского сектора). Может быть поэтому вся Альпийская мегазона была особенно благоприятна для образования солеродных бассейнов (рис. 3), в числе которых выделяются и крупные, например, Западно-Средиземноморский, которые по площади развития не уступали мезозойским солесным регионам Атлантики. Следует отметить, что если в Атлантической мегазоне соленакопление происходило непрерывно при постоянной миграции солесных бассейнов с севера на юг, то для Альпийской зоны характерно периодическое солесобразование в эпохи интенсивного соленакопления на границе эоцена и олигоцена, палеогена и неогена и в среднем — позднем миоцене. Последняя эпоха была особенно интенсивной по масштабам и не уступала любой более древней эпохе соленакопления, в том числе и палеозойского цикла.

В данном сообщении не рассматривается мезокайнозойское соленакопление в Андах (Жарков, 1971) и Юго-Восточной Азии. В них не имеется мощных солесных отложений и не обнаружены калийные соли.

Все промышленные мезокайнозойские калиепроявления приурочены только к Атлантической и Альпийской мегазонам. В первой из них солеродные бассейны воз-

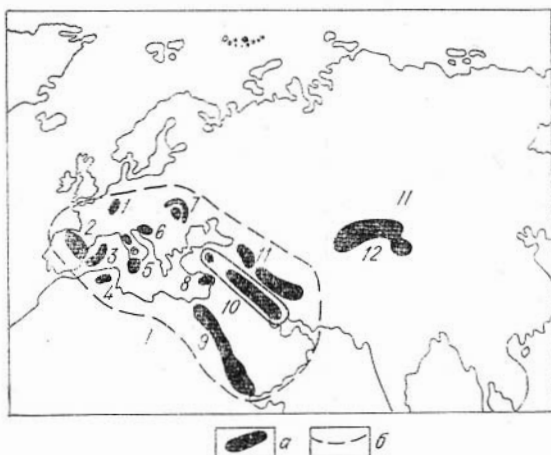


Рис. 3. Мегазоны кайнозойского соленакопления (по М. А. Жаркову, 1971, с дополнениями авторов).

1 — Альпийская мегазона морского соленакопления, 11 — Центрально-Азиатская мегазона континентального соленакопления. Солесные регионы: 1 — Верхнерейский нижнеолигоценый; 2 — Иберийский верхнеэоценовый; 3 — Западно-Средиземноморский; 4 — Магрибский неогеновый; 5 — Кальтанисетский-Аппенинский; 6 — Динарский миоценовый; 7 — Карпатский, верхнеолигоцен-среднемиоценовый; 8 — Кипрский, миоценовый; 9 — Восточно-Африканский, среднемиоцен-четвертичный; 10 — Месопотамско-Персидский, миоценовый; 11 — Центрально-Иранский, миоценовый; 12 — Нарынско-Илийско-Цайдамский. а, б — см. на рис. 1.



никами вследствие растяжения континентальной коры. В Альпийской мегазоне это подтверждается косвенными признаками — наличие некомпенсированных грабенообразных, отчасти глубоководных прогибов в предгалогенной стадии их развития, например, в Кальтаниссетском грабене, (Decima, Wezil, 1973) и в Карпатском регионе. В ряде случаев имеются и прямые доказательства растяжения континентальной коры, например, в Восточно-Африканской рифтовой зоне (Baker e. a., 1972) и Верхнерейнском грабене (Illies, 1969). В связи с этим нельзя согласиться с представлениями (Hsü, 1972) о «высыхании» Западного Средиземноморья только потому, что здесь обнаружены галогенные отложения. Убедительные доводы против таких представлений приведены в последнее время (Decima, Wezil, 1973).

Авторы не считают, что приведенные в настоящем сообщении доводы и соображения позволяют однозначно сформулировать фундаментальные представления об условиях формирования мощных морских соленосных отложений. Вместе с тем намечающаяся зональность их размещения позволяет считать, что дальнейшие исследования в этом направлении могут привести к более конструктивному объяснению многих вопросов, связанных с процессами ранней стадии галогенеза.

## ЛИТЕРАТУРА

- Джиноридзе Н. М. і Развський В. І. Особливості еволюції речовинного складу калійних товщ у післяпротерозойській історії розвитку землі.— «Докл. УССР», 1974, серія Б, № 2, с. 101—106.
- Жарков М. А. Эволюция соленакпления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 260—299.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. М., «Недра», 1972. 327 с.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 27—59.
- Кропоткин П. Н., Валаев Б. М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. XV (5), с. 27—42.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 5—26.
- Baker V. H., Mohr P. A., Williams A. Geology of the eastern rift system of Africa.— "Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.", 1972, v. 1. N 136. 67 p.
- Coney I. The geotectonic cycles and the new global tectonics.— "Geol. Soc. of Americ. Bull.", 1970, v. 81, N 3, p. 739—748.
- Decima A., Wezil F. Late miocene evaporites of the central Sicilian basin.— "Italy. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", 1973, v. XIII, p. 1234—1239.
- Devey I. F., Bird I. M. Mountain belts and the New global tectonics.— "Journal of Geophys. Research", 1970, v. 75, N 14, p. 2625—2647.
- Hirtz M. P. Les bassins saliferes du Gabon et do Congo (Brazzaville).— In: 5<sup>o</sup> Congr. nat. petrole. Le Touquet, T. 2, Paris, 1966, p. 5—19.
- Hsü K. J. When the Mediterranean dried up.— "Sci. Amer.", 1972, v. 227, N 6, p. 27—36.
- Illies H. Development and tectonic pattern of Rheingraben.— "Compt. rend. Union. Geodes. et Geophys. intern.", 1969, N 5, p. 214—215.
- Kozari M. T., Dunlap I. C., Humprey W. E. Incidence of saline deposits in geologic time.— In: Saline deposits. Geol. Soc. America Spec. Pap., 1968, v. 8, p. 43—57.
- Kühn P. Zum Tachhydritvorkommen in Flöz Stassfurt.— "Kali und Steinsalz", 1969, v. 5, N 5, p. 166—170.
- Le Pichon X., Fox P. Marginal Offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic.— "Journ. of Geophys. Res.", 1971, v. 76, N 26, p. 6283—6293.
- Pautot G., Auzende J. M., Le Pichon X. Continuous deep sea salt layer along Northe Atlantic margins related early phase of rifting.— "Nature", 1970, v. 227, N 5256, p. 351—355.
- Phillips I., Forsyth D. Plat tectonics, paleomagnetism and the opening of the Atlantic.— "Geol. Soc. of Amer. Bull.", 1972, v. 83, N 6, p. 1579—1600.
- Rios I. M. Saline deposits of Spain.— In: "Saline deposits. Geol. Soc. America Spec. Paper, v. 88, 1968, p. 61—75.
- Salvan H. M. L'evolution du problems des evaporites et ses consequences sur l'interetation des gisements Maracains.— "Mines et Geol.", 1968, v. 11, N 27, p. 5—30.
- Smith A. G., Briden I. C., Drewry G. E. Phanerozoic World Maps. Spec. Pap. In Paleontology, N 12, London, 1973, p. 1—42.

**Stevaux I.** Les facies du keuper en Aquitaine; paleogeographic et dependances avec leur substratum.—“Bull. Centr. Rech. Rau-SNPA”, 1971, v. 5, N 2, p. 357—361.

**Takin M.** Iranian geology and continental drift in the Middle East.—“Nature”, 1972, v. 235, N 5334, p. 147—150.

**Wardlaw N. C.** Unusual marine evaporites with salts of calcium and magnesium chloride in cretaceous Basins of Sergipe, Brasil.—“Economic. Geol.”, 1972<sub>a</sub>, v. 67, N 2, p. 156—168.

**Wardlaw N. C.** Syn-sedimentary folds and assvei and structures in cretaceous salt deposits of Sergipe, Brasil.—“Journ. of sedimentary Petrol.”, 1972<sub>b</sub>, v. 42, N 3, p. 572—577.

*Р. Н. ВАЛЕЕВ, С. М. КОРЕНЕВСКИЙ*

## **ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ СОЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ**

*(на примере Русской платформы)*

Ведущая роль тектоники в образовании мощных галогенных формаций давно признана всеми геологами-солевикиками. Однако, принимая общую закономерную приуроченность этих формаций к предгорным прогибам, обширным платформенным синеклизам и краевым прогибам межгорных массивов, обычно учитывался лишь отрицательный знак и пликвативный характер этих структур. Новые открытия галогенных отложений по окраинам материковых плит и в зонах внутренних морей (рифтогенах) обратили внимание на роль региональной глубинной дизъюнктивной тектоники в процессах соленаккумуляции.

Изучая галогенные формации Русской платформы, авторы независимо друг от друга пришли к выводу о их связи с наиболее мобильными тектоническими элементами фундамента — с грабенами и авлакогенами (Валеев, 1971, 1973; Кореневский, 1971, 1973). Эти представления хорошо согласуются с данными по другим регионам мира (Муггау, 1966; Рона, 1969; Кропоткин, Валяев, 1970).

На картах галогенных формаций СССР, составленных С. М. Кореневским в 1969 г., было показано, что морские галогенные формации полного профиля приурочены к наиболее подвижным зонам докембрийского фундамента Русской платформы (рис. 1). Они развиты на площадях наиболее глубокого залегания поверхности фундамента по периферии платформы или в грабенах. Маломощные галогенные формации неполного профиля приурочены к локальным внутриплатформенным впадинам на поверхности докембрийского фундамента. Фундамент на площади указанных выше впадин разбит разломами, а их структура имеет авлакогенный характер (Кореневский, 1973).

Наиболее интенсивно погружались периферийные зоны и особенно углы Русской платформы, к которым приурочены самые крупные галогенные формации (Прикаспийская и Северо-Германская синеклизы). Они контролируются протяженными полукольцевыми разломами. На Русской платформе галогенные формации встречаются обычно там, где поверхность кристаллического фундамента лежит на глубине свыше 3000 м. В области менее глубокого залегания иногда распространяются лишь периферийные несолевые комплексы этих формаций. Галогенные формации облекают даже погребенные поднятия фундамента, такие, например, как Токмовский свод. Структура кристаллического фундамента и глубина залегания его поверхности определяют не только размещение галогенных формаций в осадочном чехле, но в известной мере их мощности и полноту разрезов.

Более детально связь галогенных формаций с грабенами или авлакогенами Русской платформы изучал Р. Н. Валеев (1971). Сейчас здесь выделяются следующие авлакогены: Большой Донбасс, Предтиманский, Камско-Бельский, Вятский, Среднерусский, Сергиевско-Абдулинский, Доно-Медведицкий, Пугачевский, Пачелмский, Вольно-Подольский, Ботническо-Балтийский, Кандалакшско-Двинский. Аналогичные структуры предполагаются в пределах Прикаспийской синеклизы (рис. 2). Авлакогены контролируются глубинными продольными и поперечными разломами протяженностью от 500 до 1000, иногда 1500 км, и амплитудой погружения до 3—10 км. Часто они объединяются в единые дугообразные системы. Бассейны, располагавшиеся в их пределах, были связаны между собой. Это является одним из необходимых условий для поступления в них больших масс океанических вод и мощного соленакопления.

Заложение и интенсивное развитие авлакогенов приходится на байкальский цикл тектогенеза. Их формирование вызвано напряжениями растяжения земной коры. Часть этих структур вновь активизировалась в палеозойскую эру.

Девонские галогенные формации известны в южной и центральной частях Московской синеклизы, на северо-западе Пачелмской и западе Прибалтийской синеклиз, Предтиманском, Припятском и Днепровско-Донецком авлакогенах. Галитовый литокомплекс морсовской галогенной формации линейно протягивается на 300 км, тяготея к Московскому авлакогену и зоне его сочленения с Пачелмским и Среднерусским авлакогенами. Раннефранские галогенные отложения прослеживаются по осевой зоне Балтийской синеклизы с увеличением мощности гипсоносной толщи к Рижскому заливу, что указывает на перспективы существования разновозрастных солей в пределах Ботническо-Балтийского авлакогена. Еще более интенсивное девонское соленакопление произошло в пределах Предтиманского и особенно Припятского и Днепровско-Донецкого авлакогенов. В Припятском и Днепровско-Донецком авлакогенах девонское соленакопление осуществлялось в наиболее активную стадию их развития — вслед за периодами дифференцированных опусканий, сопровождавшимися вулканической деятельностью в зоне Брагинского выступа.

Пермское соленакопление энергично осуществлялось в Предуральском прогибе, Прикаспийской синеклизе и Днепровско-Донецком авлакогене. Соленосные отложения накапливались также в осевой зоне Среднерусского авлакогена (Двинско-Сухонский регион), в зоне сочленения Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского авлакогенов (Федоровско-Стерлибашевская площадь).

Галогенные формации Русской платформы, накапливавшиеся на стадии наиболее интенсивных погружений авлакогенов, имеют значительные мощности — до 1000—1500 м и более (Прикаспийская синеклиза). Они часто калиеносны в пределах наиболее подвижных блоков авлакогенов и характеризуются линейными формами распространения.

Галогенные формации, образующиеся на стадии превращения авлакогенов во внутриплатформенные синеклизы, имеют меньшие мощности — до 200, реже 300—500 м. Обычно они некалиеносны. Площади распространения таких галогенных формаций часто имеют изометричную форму, а галитовых литокомплексов, приуроченных к наиболее прогнутым структурам, линейную (вытянутую) форму.

Многочисленные примеры приуроченности галогенных формаций к авлакогенам и грабенам можно привести также и по другим регионам. Таковы протерозойская галогенная формация во впадине Амадиес в Австралии, триасовая — Амазонского авлакогена, нижнемеловая — западного побережья Африки, палеогеновая — Рейнского грабена, дочет-

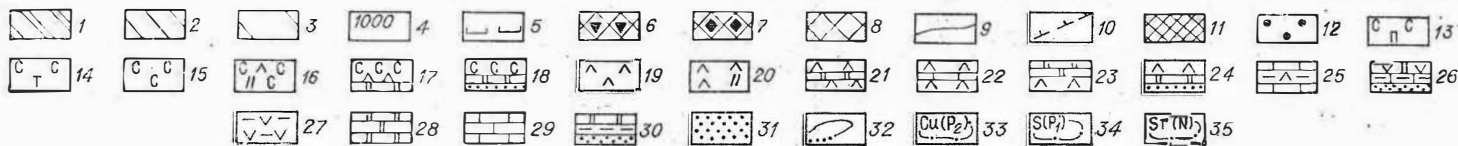
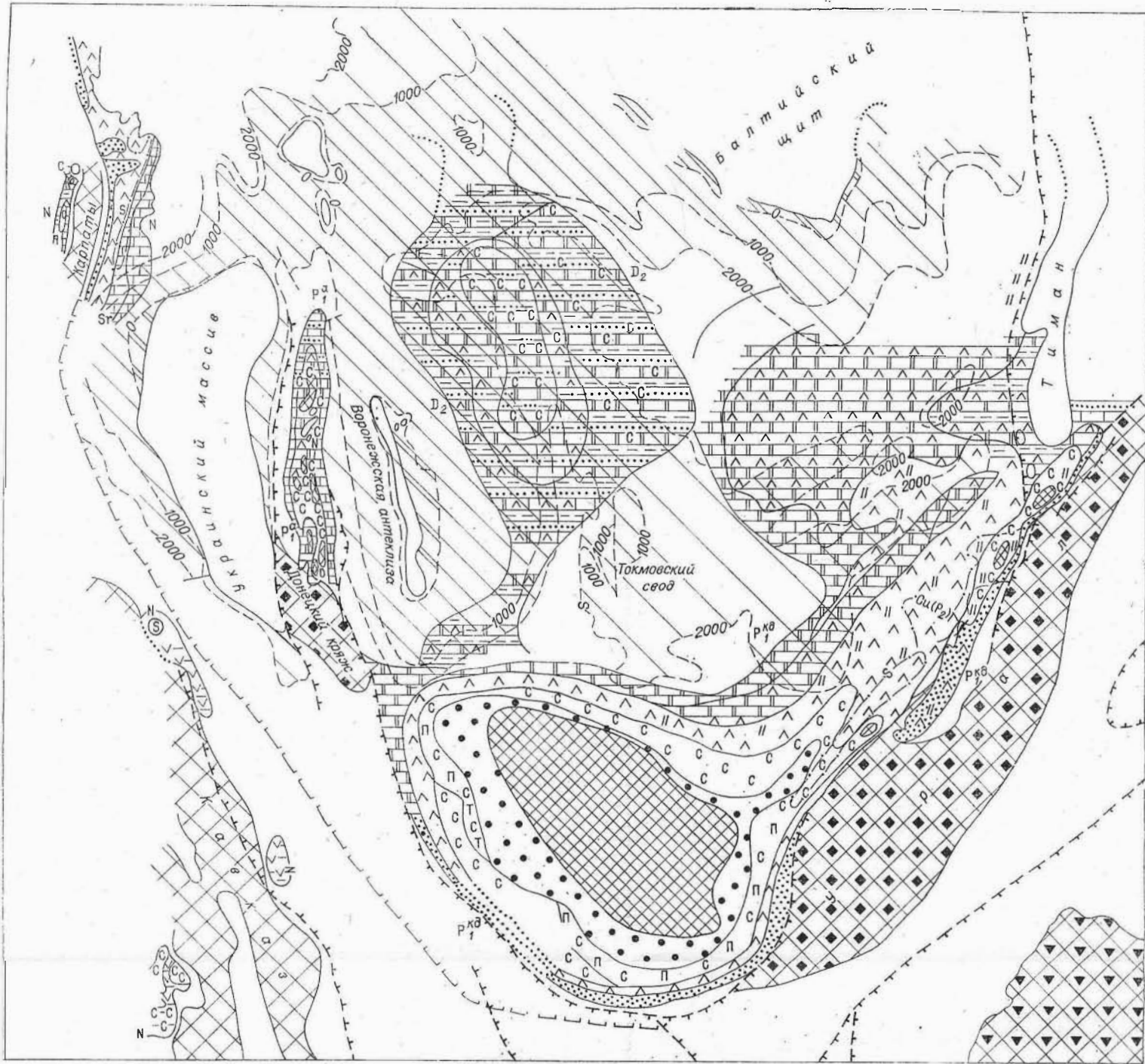


Рис. 1. Карта литофациальных комплексов галогенных формаций Русской платформы (средний девон, нижняя пермь, торгон — сармат). Составил С. М. Корневский, 1969.

1—3 — поверхность кристаллического фундамента на глубине до  $\pm 0$ -м (1), от  $\pm 0$  до  $-1000$  м (2), от  $1000$  до  $-2000$  м (3); 4 — линии разных глубин залегания поверхности докембрийского фундамента; 5 — южная граница Русской платформы; 6 — каледониды; 7 — герциниды; 8 — альпиды; 9 — границы складчатых областей; 10 — глубинные разломы; 11—14 — каменная соль с пластами сильвинита и карналлитовой породы (11), сильвинита (с полигалитом или кизеритом) (12), полигалитовой породы (13), тенардитовой породы (14), 15 — преимущественно каменная соль; 16 — каменная соль с пластами ангидрита и доломита; 17 — каменная соль, ангидриты, доломиты; терригенные породы; 19 — преимущественно ангидриты; 20 — ангидриты с пропластками доломита; 21 — ангидриты и доломиты; 22 — ангидриты и известняки; 23 — доломиты с пластами и пачками ангидрита; 24 — ангидриты, доломиты, терригенные породы; 25 — карбонатные породы, ангидриты, глины; 26 — ангидритсодержащие доломиты, глинистые известняки, терригенные породы; 27 — гипсы и глины; 28 — преимущественно доломиты; 29 — карбонатные породы; 30 — доломиты, аржиллиты, песчанники; 31 — терригенные породы; 32 — границы литофациальных комплексов; 33 — контуры площадей с серопроявлениями (в скобках возраст вмещающих пород); 34 — контуры площадей с проявлениями целестина; 35 — контуры площадей с медепроявлениями.

вертикальные — в грабенах Адфара (Эфиопия) и Мертвого моря. Мощные толщи солей мелового возраста западного побережья Африки и восточного Бразилии также могут рассматриваться как некогда единая галогенная формация, развитая в древнем грабене (рифтовой зоне). Предполагается, что обстановка, благоприятная для галогенеза, возникала здесь на ранних стадиях развития рифтовых впадин. Внутренние моря, такие как Средиземное, Красное и другие, в торговых зонах которых ныне обнаружены соляные толщи, видимо, и представляют рифтовые зоны, находящиеся на ранних этапах разрыва земной коры и расхождения континентальных плит.

Дизъюнктивная природа авлакогенов, естественно, не исключает выноса в заполнявшие их бассейны продуктов вулканизма и глубинной термальной деятельности. Однако процессы соленакопления и вулканизма, как правило, не являются строго синхронными. Обычно периоды тектонической активности и вулканизма сопровождаются увеличением глубины бассейнов и уменьшением их солености. Соленакопление приходится на периоды относительного тектонического покоя, обмеления бассейна и затухания вулканизма. Дно бассейна перекрывается толщей малопроницаемых солей, что резко сокращает поступление в него продуктов глубинной термальной деятельности.

Глубинный фактор в процессе прямого поступления солей непосредственно в солеродные бассейны играет сравнительно скромную роль. Однако он заметно сказывается косвенно — посредством пополнения общего запаса солей в океане при дегазации мантии. Глубинные источники определяют вынос бора, фтора, стронция, бария, полиметаллов, ртути и других компонентов.

Солеродные бассейны формировались преимущественно в течение единого цикла распада мегаконтинентов на платформы и плиты, которые, в свою очередь, дробились на отдельные щиты, массивы и блоки. Они связаны также с циклами складчатости и заложением прогибов между платформенными и складчатыми областями, а также между последними и более жесткими межгорными массивами (перикратонный галогенез). В этих генетически различных типах структур формировались весьма близкие по своему морфологическому облику и внутреннему строению галогенные формации. Это, видимо, определяется тем, что для обоих типов структур характерно наличие весьма протяженных линейных глубинных разломов, по которым осуществлялось интенсивное их грабенообразное погружение. Близость орогенных областей сказывалась в специфике поступления в соседние солеродные бассейны таких компонентов, как фосфор, марганец, медь, магний, бор и другие.

Для передовых прогибов характерна большая протяженность бассейнов, значительная мощность соленосных отложений, приуроченность залежей калийных солей к наиболее мобильным впадинам или тупиковым (кутовым) их частям. Сопутствующая рудная и нерудная минерализация, связанная с глубинными источниками, проявляется здесь чаще всего в подсолевых отложениях. Мощные галогенные толщи являются достаточно надежными экранами для глубинных терм, равно как и для углеводородов.

Таким образом, соленакопление тесно связано с развитием грабенообразных опусканий в тектонически различно развивавшихся авлакогенах, прогибах и синеклизах. Системы древних авлакогенов и грабенообразных впадин возрождались (активизировались) в эпохи галогенеза. Синеклизы представляют собой сложные тектонические узлы с сетью разновозрастных грабенов с различным темпом развития.

Для крупных галогенных формаций, образовавшихся в краевых прогибах и синеклизах углов платформ (Прикаспий), а также для авлакогенов с большей амплитудой погружения характерна высокая со-

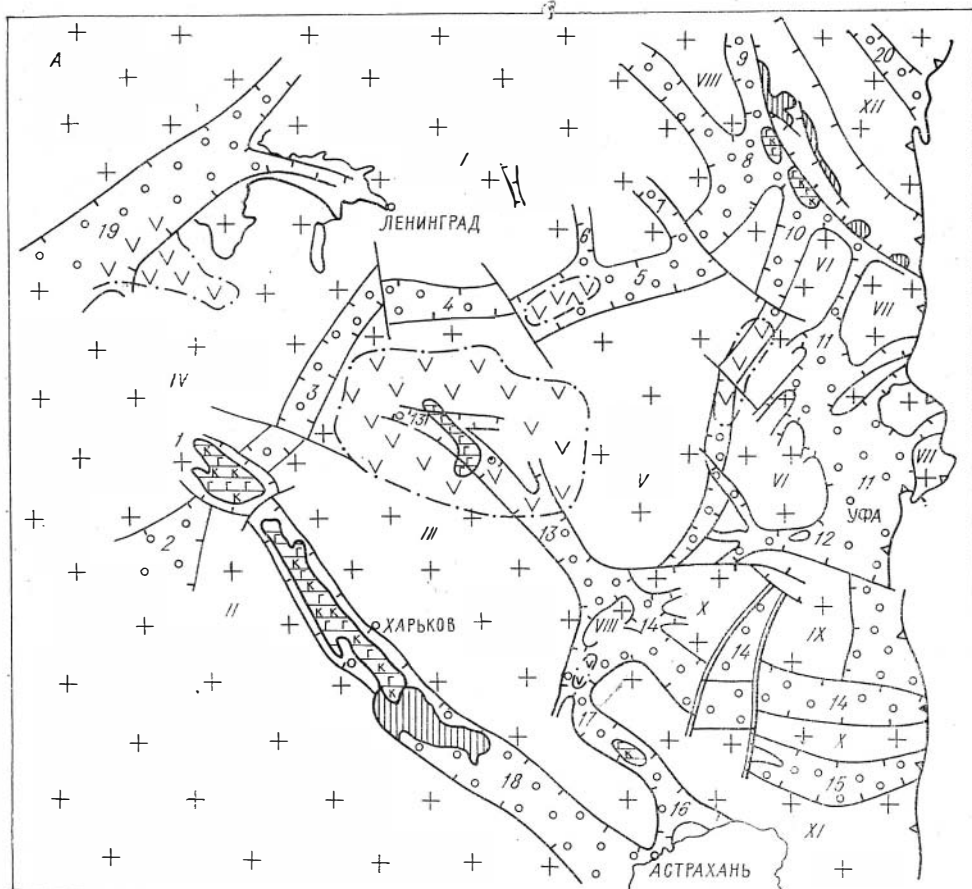


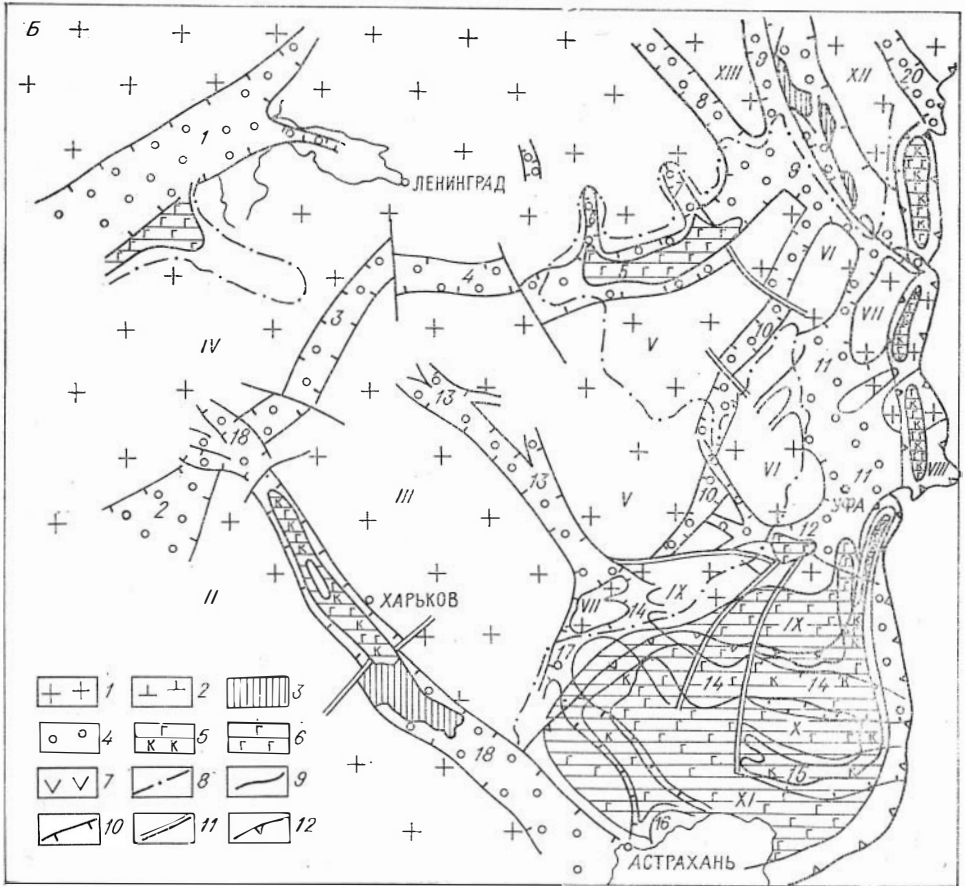
Рис. 2. Схемы тектонического размещения галогенных

Формации: А — девонские, Б — пермские. Основные тектонические элементы, щиты, массивы: I — Камский, VII — Камский, VIII — Кайносский, IX — Жигулевско-Оренбургский, X — Хобдинский, XI — Припятский; 2 — Вольно-Подольский; 3 — Оршанский; 4 — Крестецкий; 5 — Солнгалчский; 6 — Сергиевско-Абдулинский; 13 — Пачелмский и Московский; 14 — Пугачевский; 15 — Индерский; 20 — Нарьян-И — щиты, массивы; 2 — погрбенные выступы; 3 — складчатые сооружения; 4 — авлакогены; 5—7 — распространения сульфатных зон, 9 — границы зон; 10 — сбросы; 11 — предпола

ленасыщенность разреза и часто завершенность цикла галогенеза. В их разрезе представлены обычно залежи калийно-магниевых солей — хлоридных и реже сульфатных.

В отличие от них, галогенные формации межгорных впадин, внутренних прогибов и внутриплатформенных синеклиз чаще всего представлены гипсоносными и соленосными отложениями, часто содержащими сульфатную минерализацию глауберитового, тенардитового и реже астраханитового типа. Они обычно являются некалиеносными. В зонах глубинных разломов, оконтуривающих эти структуры, галогенные отложения в результате выщелачивания создают гидрохимические барьеры, которыми улавливались и могли аккумулироваться поднимавшиеся продукты гидротермальной деятельности. В этих условиях близ края выщелачивания галогенных формаций, либо в подсолевых толщах могли образоваться месторождения полиметаллов, ртути, флюорита и некоторых других полезных ископаемых. Это типичные жильные гидротермальные месторождения.

Следовательно, галогенные формации образуются в пределах структур земной коры, которые являются пограничными компенсационными зонами растяжения и оконтуриваются весьма протяженными зонами глубинных разломов. Галогенез происходит как на ранних стадиях диф-



формаций Русской платформы. Составил Р. Н. Валеев.

Балтийский, 11 — Украинский, 111 — Воронежский, IV — Белорусский, V — Токмовский, VI — Татар-Арал-Сорский, XII — Баренцевский, XIII — Саратовский. Авлакогены и грабены (цифры на схеме): Коношский; 7 — Кулойский; 8 — Двинский; 9 — Предтимацкий; 10 — Вятский; 11 — Камско-Бельский; 16 — Северо-Каспийский; 17 — Доно-Медведицкий; 18 — Большой Донбасс; 19 — Ботническо-Балтий-Марский.

зоны развития: 5 — калийных солей; 6 — каменной соли; 7 — сульфатных отложений; 8 — границы гаемые сдвиги; 12 — границы Предуральского прогиба и Прикаспийской депрессии.

ференцированных их прогибаний, так и на последующих стадиях активизации их отдельных блоков. Структуры эти нередко являются благоприятными для процессов магматизма, вулканизма и особенно термальной деятельности, проявления которых обычно близки по времени эпохам соленакопления и чаще всего непосредственно предшествуют этим эпохам. Таким образом, близость по времени эпох соленакопления и вулканизма (термальной деятельности) не является доказательством глубинного или метасоматического происхождения солей, а свидетельствует лишь о их связи с единым типом крупных тектонических структур земной коры.

Авлакогеноподобный (рифтовый) характер структур, с которыми связаны галогенные формации, еще более увеличивает значение тектонического контроля для их поисков и оценки. Для изучения этих структур следует, наряду с комплексом ранее применявшихся методов, шире использовать результаты анализа магнитного поля. В целях комплексного изучения полезных ископаемых в галогенных регионах особое внимание должно быть уделено дизъюнктивной тектонике. Необходимо также продолжить уточнение роли галогенеза и галогенных формаций в образовании месторождений сопровождающих их полезных ископаемых.

## ЛИТЕРАТУРА

**Валеев Р. Н.** Геотектонические условия размещения галогенных формаций Русской платформы.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 85—87.

**Валеев Р. Н.** Тектонические критерии поисков месторождений нерудного минерального сырья Русской платформы. Обзор ВИЭМС, М., 1973, с. 15—16.

**Корневский С. М.** Закономерности размещения полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями и вмещающими их толщами.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 161—163.

**Корневский С. М.** Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973. 299 с.

**Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.** Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. XV, вып. 5, с. 27—42.

**Murray G. E.** Salt structures of gulf of Mexico basin, a review.— “Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.”, 1966, v. 50, N 3, p. 439—478.

**Рона Р. А.** Possible salt domes in the deep atlantic of nortwest Africa.— “Nature”, 1969, v. 224, N 5215, p. 141—143.

*Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ*

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗНЫХ СТАДИЙ КАЛИЙНО-СУЛЬФАТНОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Соленосные толщи морского типа формировались в неодинаковых природных условиях при различных физико-химических особенностях осадконакопления, обусловивших некоторые специфические черты состава образовавшихся хемогенных отложений.

Большинство морских соленосных толщ относится к хлоридному типу. При их образовании накапливались преимущественно кальцит-доломитовые, доломитовые, ангидрит-доломитовые, ангидритовые отложения на начальных этапах галогенеза, преимущественно галит — на средних, сильвин и карналлит (совместно с галитом) — на завершающих стадиях галогенеза. Минеральный состав здесь, как видно, простой, а из сульфатных образований имеется только сульфат кальция (почти всегда ангидрит), который мы обычно не отражаем в наименовании толщ и называем их просто хлоридными.

Наряду с хлоридным типом морских соленосных отложений известны соленосные отложения сульфатного типа, распространенные несколько меньше, чем хлоридные. В настоящей статье основное внимание уделено сульфатным соляным образованиям. Отметим некоторую условность в названии сульфатных отложений морского типа: наряду с сульфатными породами здесь имеются сульфатно-хлоридные (например, каинит) и хлоридные (сильвин, карналлит, бишофит), и поэтому точнее было бы их называть хлоридно-сульфатными, чего, однако, не делается, чтобы резче разграничить обе группы галогенных соленосных толщ.

Перечисленные хемогенные компоненты являлись главнейшими из накапливавшихся в солеродных бассейнах хлоридного и сульфатного типа. Помимо них во всех солеродных бассейнах ту или иную роль (а в сульфатных особенно) играли: терригенный материал, поступавший с водотоками из обширных областей сноса; продукты вулкано-



генно-осадочной деятельности; возможно, материал, приносившийся с растворами по глубинным разломам.

На первых стадиях галогенного осадконакопления в бассейнах сульфатного типа образовывались не только доломитовые, но и смешанные доломит-магнезитовые и магнезитовые отложения. Наличие значительного количества сульфатных составляющих в рапе приводило к перемежаемости упомянутых карбонатных отложений с ангидритовыми или к формированию смешанных ангидрит-доломит-магнезитовых, магнезит-доломит-ангидритовых и других образований. Магнезитовые (или существенно магнезитовые) отложения могли возникать как на начальных этапах галогенного осадконакопления, так и на более поздних в виде внутрiformационных пластов, нередко совместно с ангидритом.

В качестве примера последнего типа можно привести обнаруженный автором слой белой магнезитовой породы в белых сахаровидных гидратированных ангидритах в обнажениях одной из гипсовых сопкок кепрока Индерского поднятия. Он приурочен к так называемому главному ангидритовому горизонту, выделенному еще в 40-е годы на Индерском поднятии в разрезах соляной калиеносной зоны. При разбуривании солянокупольных структур Сатимола, Челкар, Шугуль и других этот горизонт был прослежен на весьма большой территории распространения кунгурских соляных отложений во внутренних районах Прикаспийской синеклизы. Ниже и выше главного (опорного) ангидритового горизонта М. Диаров (1972, 1974) недавно выделил верхнюю и нижнюю калиеносные подзоны в пределах соляной толщи. В подошве главного ангидритового горизонта на Индерском поднятии на полукольцевой структуре Западного Курган-Тау находится пачка тонкослоистых (вплоть до листоватых) мергелистых доломитовых пород небольшой мощности.

В качестве второго примера можно привести верхнюю часть загорских отложений, подстилающих верхневоротыщенскую калиеносную свиту Стебникского калийно-сульфатного месторождения Прикарпатья. Здесь прослеживается кварцевый песчаник с белым магнезитовым цементом (так называемый жупный песчаник) мощностью около 3 м, хорошо выдержанный по своему стратиграфическому положению в нижней части разреза соленосной толщи и морфологически выделяющийся в рельефе в виде гряды на высокой террасе левого берега р. Слонницы.

Наличие значительного количества магнезита является весьма характерным признаком и служит одним из индикаторов возможности обнаружения калийных сульфатных пород в разрезах соляных отложений описываемых галогенных толщ.

В последующем при массовой садке галита в рапе таких солеродных бассейнов накапливались значительные количества сульфатных компонентов и магния. По мере продолжавшегося концентрирования рапы образовывались полигалитовые, каинитовые, сильвинитовые, лангбейнитовые, кизеритовые и другие осадки при различном количестве содержания в них галита, некоторых других минералов и галопелитового вещества. На дальнейших этапах пегнитогенного процесса из калийных минералов образовывался карналлит. Однако калия уже неоставало для полного его связывания в высококонцентрированных рассолах с магнием. В результате этот компонент (магний) вместе с остаточным хлором образовал бишофит. Предшествовавшая садка карналлита (шестиводного хлорида калия и магния) попутно извлекала часть воды из рапы, и без того уже близкой к эвтонике, что и стимулировало затем формирование из нее бишофита, возможно, почти без участия дополнительного испарения.

Таким образом, роль магния сказывается на составе отложений

всех стадий концентрирования рапы сульфатных солеродных бассейнов — от начальных до высших с образованием бишофита, который и встречен во всех известных нам примерах сульфатных калийных месторождений, а не хлоридных (бессульфатных), где, на первый взгляд, бишофит (шестиводный хлорид магния) должен был бы иметь полное право на широкое распространение после садки карналлита.

Говоря о причинах распространения бишофита в сульфатных солеродных бассейнах морского типа, автор в свое время отмечал (Яржемский, 1966), что области образования бишофита на физико-химических диаграммах разных температур хлоридной системы  $\text{Na; K; Mg} \cdot \parallel \text{Cl}^-, \text{H}_2\text{O}$  значительно больше, чем на диаграммах разных температур сульфатной системы  $\text{Na; K; Mg} \cdot \parallel \text{Cl}^-\text{SO}_4^-, \text{H}_2\text{O}$ . Другими словами, в морских системах хлористый магний в хлоридной системе менее растворим, чем в сульфатной, и имеет на диаграмме хлоридной системы значительно большую область кристаллизации.

Тем не менее в хлоридных месторождениях бишофит не обнаруживается. Получается несоответствие физико-химических закономерностей формирования галогенных образований хлоридного типа на высших стадиях пегнитогенного процесса природным фактическим данным. По всей вероятности формирование хлоридных солеродных бассейнов происходило на фоне дефицита магния, который полностью уводился в осадок калием к концу процесса седиментации при образовании карналлита.

Рассмотрим вопрос об одновременном формировании в кунгурское время соляных отложений на площади Прикаспийской впадины и на территории Предуральяского прогиба. В чем может заключаться главная причина преимущественно сульфатного соленакопления в первом случае и хлоридного — во втором?

Согласно имеющимся представлениям, морская вода поступала в эти солеродные бассейны главным образом с севера через Печорскую депрессию. Такая трактовка увязывается с более богатыми сильвинитами в южной половине Верхнекамского месторождения по сравнению с северной. Однако сохранялась ли связь Верхнекамской части бассейна при садке калийных отложений с Прикаспийской впадиной и продолжало ли в то время осуществляться поступление морской воды только через Печорскую депрессию, с достоверностью сказать нельзя. По имеющимся предположениям, такой связи уже не существовало.

После формирования нижней (подстилающей) каменной соли дальнейшее отложение калийных образований находилось в тесной связи со средне- и южно-уральской областями сноса, питавшими своими водами северо-восточную и северную части Прикаспийского солеродного бассейна. Как известно, в сложении именно этой (преимущественно южной) части Урала значительную роль играли диориты, диабазы, габбро, офиты, дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты и другие основные и ультраосновные породы, частично разложенные в условиях процессов выветривания в зоне гипергенеза с широкими проявлениями хлоритизации, серицитизации, серпентинизации и другими образованиями тальково-хлоритовых продуктов. В пределах уральской области сноса имелись также железосодержащие (и медьсодержащие) сульфидные магматические породы. Вместе с континентальными водами из областей сноса в солеродный бассейн Прикаспийской впадины поступали значительные количества бикарбоната кальция, соединений магния, сульфат-иона и других компонентов.

В зависимости от мест поступления морских и континентальных растворов происходила химическая дифференциация в накоплении калийных соляных образований. Дифференциация в значительной мере (хотя и не полностью) была обусловлена общей конфигурацией в плане

и размерами самого солеродного бассейна. Так, в его восточной части из калийных отложений установлены широко распространенные полигалитовые породы (Диаров, 1972, 1974). Что касается внутренних пространств солеродного бассейна, то на них происходило образование калийно-сульфатно-магниевого и калийно-хлоридно-сульфатно-магниевого отложений с преобладанием тех или других на различных участках огромной площади калийного осадконакопления, вплоть до образования в ряде мест мощных залежей эвтонического хлорида магния — бишофита.

Сейчас еще мало материалов, чтобы разобраться сколь-либо достоверно в общей картине химической дифференциации калийных осадков в Прикаспийской впадине. Она должна осложняться, в частности, распределением водотоков с областей сноса, о которых мы пока не имеем почти никаких достоверных материалов. Но о наличии значительного влияния области сноса имеются указания, например, в западной части солеродного бассейна на территории Азгир, где обнаружены почти континентального типа соляные парагенезисы каменной соли стеноардитом и вулканическим пеплом в качестве породообразующих компонентов и с примесью (а не с акцессорным минералом!) боросиликата натрия (сирлезита).

Бесспорно, что последующими работами будут выяснены как основные черты химической дифференциации формирования калиеносных отложений Прикаспийской синеклизы, так и роль континентальных вод, поступавших с окружающих областей сноса, в общей обстановке накопления калиеносных осадков кунгурской соленосной толщи.

Что касается Верхнекамской части бассейна, то калиеносные осадки формировались здесь в основном за счет имевшейся в солеродном бассейне высококонцентрированной рапы и поступавшей морской воды. Область сноса северной части Урала не поставляла в солеродный бассейн сколько-нибудь заметных дополнительных количеств магния и сульфатного иона и, как во всех других примерах формирования соляных толщ, из калийных отложений здесь образовались только сильвиниты и карналлитовые породы (без бишофита). Следует заметить, что с северо-уральской суши водные растворы в бассейн также поступали. Одним из главных был Палеодуринский водоток. Он (и, возможно, более мелкие) обусловил привнос повышенного количества терригенного материала, который осадился в южных районах Верхнекамской впадины, где наблюдается значительное (почти в 5 раз) увеличение количества галопелитового вещества (до 15%) в сильвинитах. В пределах самого Палеодуринского водотока, по-видимому, почти не отлагались (особенно по его оси в восточной части) не только калийные соли, но, возможно, и подстилающая (нижняя) каменная соль.

Связующим звеном между Верхнепечорским и Верхнекамским хлоридными бассейнами соленакопления и сульфатной областью Прикаспийской синеклизы являлся промежуточный регион Ишимбаевского Приуралья с его начальной (галит-полигалитовой) стадией сульфатного соленакопления.

## ЛИТЕРАТУРА

Диаров М. Д. К поискам калийных солей в Прикаспийской впадине. — «Сов. геология», 1972, № 5, с. 125—134.

Диаров М. Д. Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской впадины. М., «Недра», 1974. 129 с.

Яржемский Я. Я. О причинах распространения бишофита в сульфатных солеродных бассейнах морского типа. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 6, с. 1373—1375.

## О ДИАГЕНЕЗЕ СОЛЕНОСНЫХ ОСАДКОВ И ЕГО СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ ПИТАНИЯ БАССЕЙНОВ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Большое разнообразие вещественного состава ископаемых месторождений солей в значительной степени связано с неодинаковыми условиями питания солеродных бассейнов и с различиями в постседиментационных изменениях отложений солей. О важной роли этих факторов можно судить по месторождениям солей, формирующимся в настоящее время, динамика развития которых доступна наблюдению.

### Источники питания солеродных бассейнов

В последние годы все более условным становится разграничение континентального галогенеза от морского. В геологической истории континентальный галогенез, как правило, сопутствовал морскому и являлся одной из стадий общего процесса. На это указывает, в частности, эфемерность большинства современных континентальных солеродных бассейнов, исчезающих через короткое время (тысячи и сотни лет) и почти не оставляющих следов, и обнаружение отложений солей таких бассейнов в неогене и перми. Даже исчезая, они, несомненно, оказывали большое влияние на специфику соленакопления в морских бассейнах.

На тесную связь континентального и морского галогенеза указывают, в частности, источники питания солеродных бассейнов. Сейчас всеми признается, что почти во все бассейны морского галогенеза поступали и воды суши. Роль же их чаще всего сводят к привносу терригенного материала, к перерыву в отложении солей вообще или калийных в частности; к привносу ими  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , способствующего метаморфизации воды и рапы. То, что этими водами вносится в бассейны большое количество других солей, практически не учитывается. При этом основное внимание обращается на маломинерализованные воды рек, а грунтовые и подземные воды, как правило, не учитываются из-за якобы незначительного количества их. Однако этот приход воды и особенно солей в балансах водоемов не столь уж и мал. Так, например, для Каспийского моря, по последним довольно скромным подсчетам, приток подземных вод составляет 25—30 км<sup>3</sup>, или 0,1 часть притока речных вод (содержание солей в подземных водах в 3—5 раз и более выше, чем в воде моря). Еще более высок относительный привнос вод и солей за счет подземных вод в Аральское море.

Следует учитывать, что суша, примыкающая к бассейнам морского галогенеза, также находится в аридной зоне, и на ней не может не проявляться континентальное соленакопление, выражающееся в концентрации солей в почвах и грунтах, в подземных водах и местных водотоках, в соляных озерах, являющихся какое-то время конечными для континентального галогенеза, но в итоге — промежуточными и в какие-то периоды проточными для поверхностных и в большей степени для грунтовых (подземных) вод, завершающих свой путь в морских бассейнах.

Воды многих рек несут сравнительно большое количество сульфатов и хлоридов не только кальция, но и натрия, а в некоторых из них повышено и относительное к сумме солей содержание калия, приближающееся по отношению к карбонату кальция к соотношениям в водах таких внутренних морей, как Каспийское и Аральское. Еще более высокое относительное и абсолютное содержание этих солей, особенно

сульфатов и хлоридов магния и натрия, а иногда калия, в подземных водах.

Эпиконтинентальные моря в большей своей части граничат с сушей. Что касается заливов и лагун и тем более внутриконтинентальных морей, то они практически окружены сушей, с которой поступают поверхностные и подземные воды, приносящие соли, близкие или отличающиеся по составу от солей моря. Таким образом, в питании морских солеродных бассейнов, наряду с основным источником вод и солей — морской водой, участвуют и другие источники — воды рек, грунтовые и более глубокие, часто напорные, подземные воды. В разных солеродных бассейнах роль этих источников различна; разнообразен и солевой состав этих вод. По-видимому, с этим в какой-то степени связано и разнообразие вещественного состава осадков, наблюдающееся в солеродных бассейнах. К сожалению, этот вопрос пока почти не изучен.

### **Изменение роли источников питания во времени**

Не вызывает сомнения, что на ранних стадиях развития морских солеродных бассейнов (подготовительная стадия) основную и главную роль играют морские воды. Однако уже на стадии самосадочного бассейна все более заметную роль могут играть воды суши. Это сказывается на специфических чертах конкретных бассейнов, на степени загрязнения отлагающихся солей терригенным материалом, на повышенном содержании в этих солях хемогенных сульфатов кальция, карбонатов кальция и магния, реже — сульфатов магния и натрия. На стадии же «сухого» озера еще более заметно уменьшается роль морских вод, а в водах суши начинают преобладать подземные воды, с которыми в бассейн поступают сульфаты магния и натрия, их хлориды, нередко и хлорид кальция, иногда соли калия. Трудно считать случайным совпадением, что с Прикарпатским солоносным бассейном, соли которого отличаются высоким содержанием сульфатов магния и калия, большой примесью терригенного материала, граничила обширная территория интенсивно выветривавшегося Украинского кристаллического щита, из мощной коры выветривания которого выносились кальций, натрий, калий и сульфаты, образовавшиеся за счет сульфидов. Примерно то же можно сказать и о восточной части Прикаспийской впадины, а также о южной части Предуральяского прогиба.

Судя по тому, что наблюдается в настоящее время в Кара-Богаз-Голе и многих соляных озерах, переход от одной стадии галогенеза к другой большей частью происходил не постепенно, а скачкообразно. И скачок этот в первую очередь был связан с изменением количества вод, поступающих в бассейн, с изменением соотношения и роли источников питания.

### **Ранний диагенез солоносных осадков**

При изучении древних месторождений солей о процессах и результатах накопления солей в бассейне, о их преобразовании, постседиментационных изменениях или раннем диагенезе в основном судят по строению солоносных толщ, их вещественному составу, взаимоотношениям различных соляных и несоляных минералов, в том виде, в котором они сохранились до настоящего времени. Широко применяются для этой цели физико-химические закономерности последовательной кристаллизации солей в политермических и изотермических условиях.

К сожалению, установить достаточно четко, что относится к непосредственному осаждению солей и что к постседиментационным изменениям их, в большинстве случаев не удается. Этому могли бы помочь непосредственные наблюдения за процессами, происходящими в

современных соляных озерах и особенно в Кара-Богаз-Голе, однако такие наблюдения в необходимых масштабах и объемах сейчас не проводятся.

Многие исследователи, наблюдая годовичные циклы и даже сезонные слои солей в соляных толщах некоторых ископаемых месторождений, склонны считать, что диагенетические изменения в них в основном сводились только к уплотнению солей, потере ими кристаллизационной воды, ее отжатию и т. п. Однако многие, если не большинство, месторождения каменной соли и калийных солей представлены чередованием крупных слоев солей, различающихся по структурным особенностям, размерам кристаллов и минеральному составу, которые не могли отложиться за один сезон или год. Особенно велики такие слои там, где имеет место чередование хлоридных и сульфатных солей. Мощность их может превышать 1—2 м. Наиболее очевидным является постседиментационное образование таких слоев в результате перераспределения и перемещения солей различного состава. Вторичные минералы часто отличаются не только уменьшением содержания в них кристаллизационной воды, но и химическим составом, и соотношением основных компонентов.

Высокая пористость первично осажденных слоев и пластов солей (изменяющаяся от 10 до 30% и более) и высокая их проницаемость дают возможность свободной циркуляции межкристалльной рапы (как вертикальной, так и горизонтальной), которая и играет основную роль в перекристаллизации и дифференциации солей. При этом в вертикальной циркуляции рапы, в растворении ею одних солей и кристаллизации из нее других, решающее значение имеет существенное различие в плотности рапы, насыщенной хлоридными (минимальной) и сульфатными солями (максимальной), благодаря чему первая стремится перемещаться вверх, а вторая как более тяжелая, вниз по пласту. Существенную роль в этом процессе играет и способность рапы, насыщенной одними солями (например, хлоридом натрия), растворять большое количество других солей, не имеющих одноименных ионов (например, сульфатов магния), в результате чего плотность такой рапы становится еще большей. Эта циркуляция приводится в действие испарением с поверхности рапы или пласта солей, вследствие чего образовавшаяся здесь более плотная рапа опускается вниз. На этом пути плотность ее может еще более увеличиваться за счет растворения ею годовичных (сезонных) прослоев с иным составом солей. До глубины 4—5 м в пластах солей на этот процесс активно воздействуют сезонные колебания температур, благодаря которым зимой из рапы выпадают мирабилит или эпсомит, и обесульфаченная легкая рапа поднимается вверх, а летом эти соли растворяются и тяжелая рапа перемещается вниз. При таком перемещении рапа приходит в неравновесное состояние с вмещающими ее соляными минералами и из нее выпадают соли иного состава.

Однако одна вертикальная циркуляция рапы не способна привести первичные осадки к четко дифференцированным слоям, наблюдающимся как в ископаемых, так и в современных месторождениях солей. Для этого необходим вынос из этих участков или слоев одних солей и привнос других. Как показало изучение термического и гидрохимического режима «сухих» озер в Приаралье, а также наблюдения за характером связи рапы этих озер с грунтовыми водами, такой привнос и вынос имеет место, как и описанный выше характер циркуляции рапы в современных пластах солей.

Таким образом, на стадии «сухого» озера подземные воды являются не только основным источником накопления солей в солеродном бассейне, но и активным участником постседиментационных изменений в пластах солей, включая и дифференциацию последних по минерально-

му составу с образованием вторичных минералов. Если же учитывать, что подземные воды разнообразны по составу и минерализации, то взаимодействие их с рапой солеродных бассейнов может приводить к весьма большому разнообразию вещественного состава месторождений современных и ископаемых солей.

### **Кара-Богаз-Гол как модель постседиментационных процессов**

Имеющиеся материалы по Кара-Богаз-Голу позволяют с уверенностью говорить о том, что за последние два десятилетия как выпавший в нем современный пласт солей, так и погребенные их пласты претерпели существенные и заметные изменения. В Кара-Богаз-Голе с большой скоростью происходит не только садка солей, но и раннедиагенетические изменения современного пласта и более позднедиагенетические изменения погребенных пластов солей. Имеет место миграция солей от берегов к акватории, перемещение в этом же направлении межкристалльной рапы, вертикальная циркуляция рапы и дифференциация солей в современном пласте, поступление в пласты солей и в акваторию подземных вод.

Несомненно, что Кара-Богаз-Гол — исключительный природный объект, на котором можно проследить процессы накопления солей, их диагенетические и даже эпигенетические изменения.

*В. И. ВИНОГРАДОВ*

### **О ПРИЗНАКАХ БЫЛОГО СУЩЕСТВОВАНИЯ ЭВАПОРИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

*(по данным изотопного состава серы)*

Наиболее древние эвапориты — в основном ангидриты — обнаружены в настоящее время лишь в верхнем докембри. В среднепротерозойских и более древних отложениях эвапориты не известны. Используются две возможности для объяснения этого факта. Одни исследователи (сегодня их большинство) считают, что в докембрийское время соленосные отложения вообще не возникли в силу специфических условий осадконакопления. Другие полагают, что гипсы, ангидриты и прочие соли, характерные для эвапоритовых отложений, возникали в докембри так же, как и в фанерозое, но были удалены из разрезов в ходе метаморфизма пород.

В Советском Союзе наиболее последовательным защитником взглядов о былой соленосности докембрийских осадков является Д. П. Сердюченко\*. Он обратил внимание на широкое распространение в некоторых районах развития докембрия процессов скаполитизации. Суммарное количество заключенного в скаполитах хлора столь велико, что предположение о его первично осадочной природе кажется вполне правомерным. Долгое время, однако, такое предположение не встречало поддержки. Ведь скаполитизация — одно из проявлений высокотемпературного метаморфизма с участием растворов, и сказать,

---

\* Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. — В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1972, с. 31—41.

что эти растворы с соответствующей соляной нагрузкой имеют глубинное происхождение, абсолютно безопасно. Такое утверждение по сложившейся традиции не нуждается в доказательствах, а опровергнуть его невозможно. Тем не менее мысль о вероятном участии в формировании метаморфизирующих растворов вещества осадочных пород высказывалась неоднократно. К такому заключению пришел, в частности, Д. С. Коржинский, впервые детально изучивший метасоматические образования Южного Прибайкалья. Он отмечал, что такие компоненты растворов, участвующих в метасоматических преобразованиях пород, как  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , вероятно, были извлечены из метаморфизируемых осадочных отложений.

Автору удалось найти подтверждение этих взглядов при изучении изотопного состава серы из докембрийских метаосадочных пород. В основе сделанных выводов лежат следующие известные положения.

1. Средний изотопный состав серы Земли равен составу серы метеоритов. Сера метеоритного троилита принимается за нулевой эталон сравнения, и по отношению к нему говорят об утяжелении или облегчении земных образцов.

2. Сера океанического сульфата на 20‰ (2%) утяжелена по отношению к сере метеоритного троилита. Это утяжеление связано с проявлением кинетического изотопного эффекта. При восстановлении сульфатов на участках скопления органического вещества возникающие сульфиды обогащаются легким изотопом серы, а в сульфатном остатке накапливается ее тяжелый изотоп. За счет быстрого перемешивания океанических вод изотопный состав серы океанического сульфата усредняется. Его величина есть функция целого ряда процессов, ответственных за круговорот серы в системе материк — океан.

3. Осаждение сульфатов из растворов идет без разделения изотопов, и сера эвапоритов наследует изотопный состав сульфата солеродного бассейна. Очевидно, во многих случаях соленакопления он должен соответствовать составу сульфатной серы в открытых морях и океанах.

4. Изотопный состав серы фанерозойских эвапоритов колеблется в небольших пределах вблизи значения  $\delta\text{S}^{34} = +20\text{‰}$ , характерного для современного океана.

5. На стадии эпигенеза сульфаты эвапоритов могут восстанавливаться за счет окисления органических соединений. При этом происходит дальнейшее утяжеление серы оставшихся сульфатов.

6. В зависимости от локальных условий сульфат-редукции изотопный состав серы эпигенетического  $\text{H}_2\text{S}$  (и сульфидов) может колебаться в очень широких пределах. Обычно сера эпигенетического  $\text{H}_2\text{S}$  в той или иной степени обогащена тяжелым изотопом относительно метеоритного стандарта.

Эти положения определили в основном методический подход к поискам признаков былого существования эвапоритов в докембрии. Он состоял в отыскании сульфатсодержащих минералов докембрийского возраста и анализе изотопного состава серы в них. Если и в докембрийских морях изотопный состав сульфатной серы оставался утяжеленным, он должен был наследоваться эвапоритовыми отложениями соответствующего возраста. Метаморфические процессы не могли существенно повлиять на изотопный состав серы осадочных сульфатов, так как при высоких температурах все изотопные эффекты резко уменьшаются.

Очевидно, что признаки эвапоритовых отложений следовало искать прежде всего в толщах доломитовых мраморов. Среди докембрийских отложений именно в приконтактных зонах с карбонатами возникают метасоматические минералы, часто содержащие в своем составе сульфатную серу. Это апатит, скаполит, лазурит, иногда кальцит.



**Изотопный состав сульфатной серы в карбонатных породах и метасоматитах нижнего докембрия**

Район	Материал	Пределы значений $\delta S^{34}$ ‰	
		от	до
Юго-Западный Памир, ваханская и горанская серии	Лазурит	+15	+20
	Мрамор	+16	+17
Южное Прибайкалье, слюдянская серия	Апатит и мрамор	+23	+31
	Лазурит	+47	+49
Алдан, ненгрская серия	Апатит, ангидрит, мрамор	-2	+12
Южная Африка, система Свазиленд	Барит	+2	+6

В таблице суммированы данные по изотопному составу сульфатной серы из трех районов развития докембрийских толщ. В Южном Прибайкалье мощность доломитовых мраморов слюдянской серии достигает 500 м. В этой толще по левому борту р. Слюдянки были случайно (по признаку наибольшей доступности) выбраны два участка разреза мощностью примерно по 50 м. В пределах каждого участка проведено опробование карбонатов на присутствие в них сульфатной серы. Общее число анализов (полевых) составляло около 200. Оказалось, что многие горизонты доломитовых мраморов содержали значительные количества сульфатной серы. Последующий лабораторный анализ подтвердил полевые определения. Содержание  $SO_3$  в сульфатных горизонтах мраморов достигало 0,15—0,35%.

В пределах флогопитовых месторождений, приуроченных к породам слюдянской свиты, чрезвычайно широко распространены сульфатсодержащие апатиты и скаполиты. Как видно из приведенных данных, изотопный состав серы в метасоматических минералах и в доломитовых мраморах идентичен и в целом соответствует составу сульфатной серы, развитой в фанерозойских эвапоритах.

Примерно в 25 км от флогопитовых месторождений р. Слюдянки к той же слюдянской серии приурочено Мало-Быстринское месторождение лазурита. Вмещающие оруденение породы (доломитовые мраморы и кальцифиры) сильно обогащены серой в виде пирита, сероводорода, сульфатной и самородной серой, причем последняя тонко распылена в карбонатном материале, образуя горизонты осерненных пород; ее образование нельзя связать со вторичными процессами в зоне окисления. Сера разных степеней окисления входит также в молекулу лазурита. Изотопный состав серы в породах и минералах Малобыстринского месторождения свидетельствует о ее первично-осадочном морском происхождении.

Таким образом, общим источником всех форм серы в метасоматических месторождениях и в мраморах Южного Прибайкалья явились горизонты эвапоритов, существовавшие, по-видимому, в разрезе осадочных пород до их метаморфизации. К сожалению, возраст пород слюдянской серии точно не установлен и обычно принимается нижепротерозойским или архейским.

Возраст пород ваханской серии Юго-Западного Памира также долгое время лежал в области догадок и предположений. В последнее время установлено, что флогопитизация, связанная с метасоматическими преобразованиями, древнее 1800 млн. лет, и, следовательно, возраст осадконакопления можно уверенно определить ранним протерозоем или археем. Широкое опробование толщ доломитовых мраморов ваханской серии (район Ляджвардаринского месторождения лазурита, нижнее течение р. Абхарв) на изотопный состав серы также с безусловностью подтверждает первично-осадочный источник серы. Следует отметить, что сульфатная сера сохранилась здесь в существенно меньших

количествах, чем в мраморах слюдянской серии. Но в отличие от последних, мраморы и вмещающие их кристаллические сланцы докембрия Юго-Западного Памира буквально насыщены пиритом. Количество его в породах так велико, что все поверхностные водотоки содержат высокие концентрации сульфат-иона, а на скальных выходах и в делювиальном покрове обильны выцветы солей, характерных для зоны окисления сульфидных скоплений. Изотопный состав сульфидной серы определенно указывает на ее образование за счет восстановления первично утяжеленного сульфата. Региональное развитие сульфидизации свидетельствует о былом присутствии в метаморфических породах района горизонтов эвапоритов.

В низовьях р. Абхарва на абсолютных высотах порядка 4000 м на крутых скальных выходах известны и опробовались нами совместно с М. А. Лицаревым натёки хлористого натрия. Положение соляных натёков исключает всякие иные предположения, кроме выноса солей из пород разреза.

В пределах Алданского щита нижние части разреза архейских толщ представлены породами иенгрской серии. По последним данным, время их образования оценивается в 3,2—3,5 млрд. лет. С карбонатными отложениями иенгрской серии (федоровская свита) связаны многочисленные месторождения и рудопроявления флогопита. Среди метасоматических минералов широко развиты сульфатсодержащие скаполиты и апатиты. Апатит достигает местами промышленных концентраций. В разрезах карбонатных пород обычны горизонты, обогащенные сульфатной серой. Местами на больших территориях развиты ангидритсодержащие породы. Конечно, ангидрит находится не в первичном залегании, но полная идентичность изотопного состава серы в ангидрите, метасоматических минералах и карбонатных породах в стороне от зон их метасоматической переработки свидетельствует о едином источнике серы в них. Наиболее вероятным источником представляются горизонты сульфатов, следы былого присутствия которых до сих пор сохранились среди доломитовых мраморов.

Общность источника сульфатной серы в растворах, участвующих в метасоматозе и в горизонтах метаосадочных пород подчеркивается еще необычным изотопным составом серы. Здесь впервые обнаруживаются значения  $\delta S^{34}$  сульфатной серы, не слишком отличающиеся от среднего для Земли. По-видимому, это был первый сульфат, накапливавшийся в поверхностных (морских) водах на Земле в значительных количествах, т. е. время его накопления соответствует вспшке жизненной активности на планете и становлению кислородной атмосферы. Динамический круговорот серы еще не достиг в то время такой интенсивности, чтобы утяжелить сульфатную серу океанов до уровня, соответствующего фанерозойскому. В то же время концентрация сульфата и, вероятно, общая солёность океанических вод были принципиально сходны с современными.

Таким образом, на протяжении всего известного разреза докембрийских метаосадочных толщ в их составе обнаруживаются отчетливые признаки эвапоритовых фаций. Хотя признаки эти косвенные, автор считает их достаточно убедительными, чтобы присоединиться к существующему мнению о принципиальном сходстве условий осадконакопления в фанерозое и раннем докембрии.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГАЛОГЕНЕЗА

---

*М. Г. ВАЛЯШКО*

### О НЕКОТОРЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМАХ ГАЛОГЕНЕЗА

Применение физической химии к познанию процессов отложения солей и формирования их месторождений дало возможность с первых шагов поставить их изучение на точную количественную основу (Вант-Гофф, 1936; Курнаков; 1896, 1900).

Возможность постоянной проверки выводов, основанных на изучении равновесных систем, путем наблюдения за кристаллизацией солей в современных соляных озерах и промыслах позволила отечественной школе учесть особенности протекания процессов в природе и разработать методику их анализа. Систематический анализ, основанный на опыте отечественной школы, был сделан автором в 1956—1957 гг. (Валяшко, 1962). Тогда же были выявлены основные геохимические закономерности развития солеродных бассейнов и формирования отложений солей в них.

Последние десятилетия были периодом весьма интенсивного накопления нового фактического материала, открытия новых месторождений, совершенствования методов исследования и дальнейшей разработки физико-химической теории.

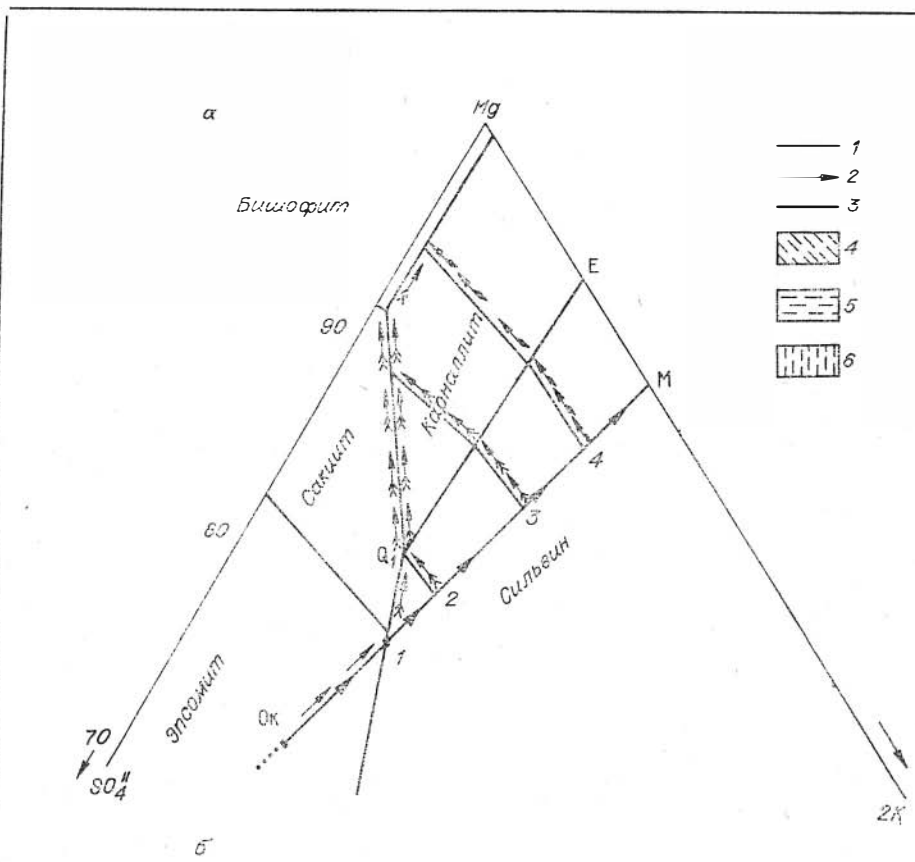
Новый фактический материал не поколебал ни одного из основных ранее высказанных положений. Наоборот, подавляющее большинство вновь открытых месторождений нашли свое место и подтвердили правильность предложенных трактовок, получивших таким образом объективную проверку новым фактическим материалом. Однако это совсем не значит, что не выдвинуто никаких новых проблем, над которыми необходимо работать.

Главные из них, по мнению автора, следующие:

1) правильное понимание существа процесса галогенеза; 2) строение стратиграфических колонок соляных отложений; 3) геохимия некоторых микроэлементов и ее использование для познания деталей процесса формирования соляных отложений; 4) особенности развития больших солеродных бассейнов.

### Галогенез

Глубокое бурение, связанное с поисками нефти и газа, открыло широкое распространение в недрах Земли концентрированных рассолов. Подавляющее большинство их оказалось территориально связанным с районами распространения соленосных отложений. Изучение геохимии этих рассолов показало (Валяшко, 1963), что среди них следует выделять две крайние группы. 1. Седиментационные рассолы — маточные рассолы существовавшего здесь когда-то солеродного бассейна, метаморфизованные, как правило, в прямом направлении.



	Потеря $SO_4^{II}$					(см. бишерамму)
	Ok	1	2	3	4	
Нормальная бишофитовая зона	+	+	+	+	+	Последовательность отложений
Нормальная карналлитовая зона	+	+	+	+	+	
Нормальная сильвинитовая зона	+	+	+	+	+	
Зона сульфата магния	+	+	+	+	+	
Галитовая зона	+	+	+	+	+	
	+	+	+	+	+	
	+	+	+	+	+	
Гипсово-ангидритовая зона						

Рис. 1. Пути кристаллизации (а) нормальной (Ok) и в различной степени метаморфизованной (1—4) океанической воды и строение отвечающих им стратиграфических колонок соляных отложений (б).

1 — границы полей кристаллизации солнечной диаграммы; 2 — направление изменения состава океанической воды при ее метаморфизации (потеря  $SO_4$ ); 3 — путь кристаллизации нормальной и в различной степени метаморфизованной океанической воды; 4—6 — бишофитовая (4), сильвинитовая (5) и карналлитовая (6) зоны без сульфата магния; ПГ — сопровождающий полигалит; А — сопровождающий ангидрид.

Эти рассолы обнаруживаются в коллекторах внутри соляных толщ или же в подстилающих отложениях (вплоть до фундамента). 2. Рассолы выщелачивания, образующиеся за счет проникновения в соляные отложения «чужих» вод и выщелачивания ими соляных отложений. Эти рассолы отличаются по своему макро- и микросоставу и располагаются, как правило, над соленосными отложениями. Рассолов первой группы обычно больше, чем второй.

Седиментационные рассолы константированы буквально везде, где есть соляные отложения. Они детально изучены в Иркутском амфитеатре, на Русской платформе, в Днепровско-Донецкой и Северо-Германской впадинах и многих других районах. Все это заставляет нас прийти к выводу, что процесс галогенеза ведет к формированию не только отложений твердых солей, но и основных запасов рассолов.

Академик А. Е. Ферсман (1956), предложивший термин «галогенез», трактовал его так: «Галогенез — процесс осаждения солей из озер или морских бассейнов». В свете сказанного выше, содержание этого термина должно быть пересмотрено. Мы предлагаем дать такое определение галогенеза: **«Галогенез есть процесс формирования на поверхности Земли в открытых бассейнах путем постепенного сгущения испарением высококонцентрированных рассолов и выпадения из них в осадок и образования отложений разнообразных солей. В результате процесса галогенеза формируются не только месторождения солей, но и основные запасы высококонцентрированных рассолов»** (Валяшко, 1974, с. 313).

В основу предлагаемого определения положен главный процесс — сгущение природных вод в условиях поверхности Земли, из которых на разных стадиях кристаллизуются различные соли.

В английской и американской литературе для легкорастворимых солей широко распространенся очень удачный термин — **эвапориты**, т. е. продукты испарения. По нашему мнению, нужно различать жидкие (седиментационные рассолы) и твердые (твердые соли) эвапориты.

Предлагаемое определение делает понятным и естественным: а) выделение подготовительной и самосадочной стадий процесса галогенеза, что, в свою очередь, позволяет понять геологические условия, благоприятные и необходимые для осуществления галогенеза; б) выделение морской и континентальной разновидностей процессов галогенеза по источникам питающих или участвующих в процессе вод; в) выделение химических типов галогенеза в соответствии с главными химическими типами природных вод; г) выделение последней стадии галогенеза, когда объем маточных рассолов сравняется с объемом твердых солей, в особую, требующую для своего развития специфических условий неравномерного прогибания территории солеосаждения и др.

Захоронение маточных рассолов вместе с отложениями солеродных бассейнов оказывает весьма существенное влияние на всю гидрохимию, гидрогеологию и гидродинамику областей, где накапливаются соленосные отложения. Без учета формирующихся в процессе галогенеза рассолов невозможно понять и рационально объяснить гидрохимические разрезы районов распространения соленосных отложений, а поскольку такие районы занимают на континентах до 34% (Валяшко, 1973) их площади, то и правильно оценить гидрогеологию и гидродинамию континентов.

### **Строение стратиграфических колонок соляных отложений морского генезиса**

Строение стратиграфических колонок соляных отложений морского генезиса определяется порядком кристаллизации солей, который может быть установлен по химической диаграмме системы

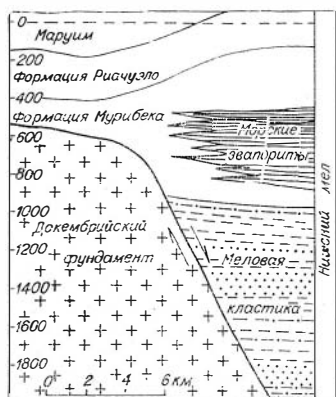


Рис. 2. Положение серии Ибура (Северо-Восточная Бразилия) в разрезе нижнемеловых отложений, в основном неморских (по Wardlaw, 1972).

на западном берегу Африки в Габоне и Конго (Belmont, e. a. 1965; Wardlaw, 1972; Wardlaw, Nickols, 1972).

По данным Фернандсеа (Wardlaw, 1971), морские соляные отложения серии Ибура перекрывают нижнемеловые континентальные кластические образования (рис. 2) и представлены чередованием карналлита, галита, тахгидрита и в очень небольшом количестве сильвина (рис. 3). Отложения тахгидрита достигают мощности 100 м и более. Анализы солей по скв. 10\* дали возможность рассчитать значение бромхлорного отношения в различных минералах по этой скважине. Как можно видеть из рис. 4, где графически представлены эти значения, бромхлорные отношения указывают на то, что кристаллизация солей происходила из глубоко гущенных рассолов. Иными словами отложения серии Ибура выделились из мигрировавших сюда маточных растворов. К сожалению, по соленосным отложениям, развитым в Африке, мы не располагаем таким детальным материалом. Существенно то, что тахгидрит (вместе с бишофитом) встречен (мощностью до 150 м) только в северных прибрежных участках Центральной Африки, тогда как в более южных районах его нет (Belmont e. a., 1965; Wardlaw, Nickols, 1972).

Минерал тахгидрит состава  $2\text{MgCl}_2 \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  чрезвычайно гигроскопический, существует в системе  $\text{KCl}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ , начиная с  $+22^\circ$ . Поле кристаллизации тахгидрита увеличивается с повышением температуры. В системе морской воды тахгидрит является запрещенным минералом. До этого тахгидрит был встречен вместе с карналлитом в отложениях серии Стассфурт цехштейнового бассейна Западной Европы, как наложенный минерал (Валяшко, 1974; Zwancig, 1958). Н. Вардлоу (Wardlaw, 1972) справедливо отмечает, что выделение тахгидрита возможно только из растворов системы  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ , и им обсуждаются пути формирования рассолов такого состава из морских.

Как нами неоднократно было показано, захороненные маточные рассолы морского генезиса легко метаморфизуются и переходят в рассолы хлоридного типа (Валяшко и др., 1973; Валяшко, Власова, 1965. Валяшко, У Би-Хао, 1964). Если они в дальнейшем могли бы быть дренированы в какую-либо котловину, где могло идти их дальнейшее испарение, то из них могли сформироваться отложения всех тех солей,

\* Выражаю искреннюю признательность Н. Вардлоу, приславшему анализы солей по скв. 10.

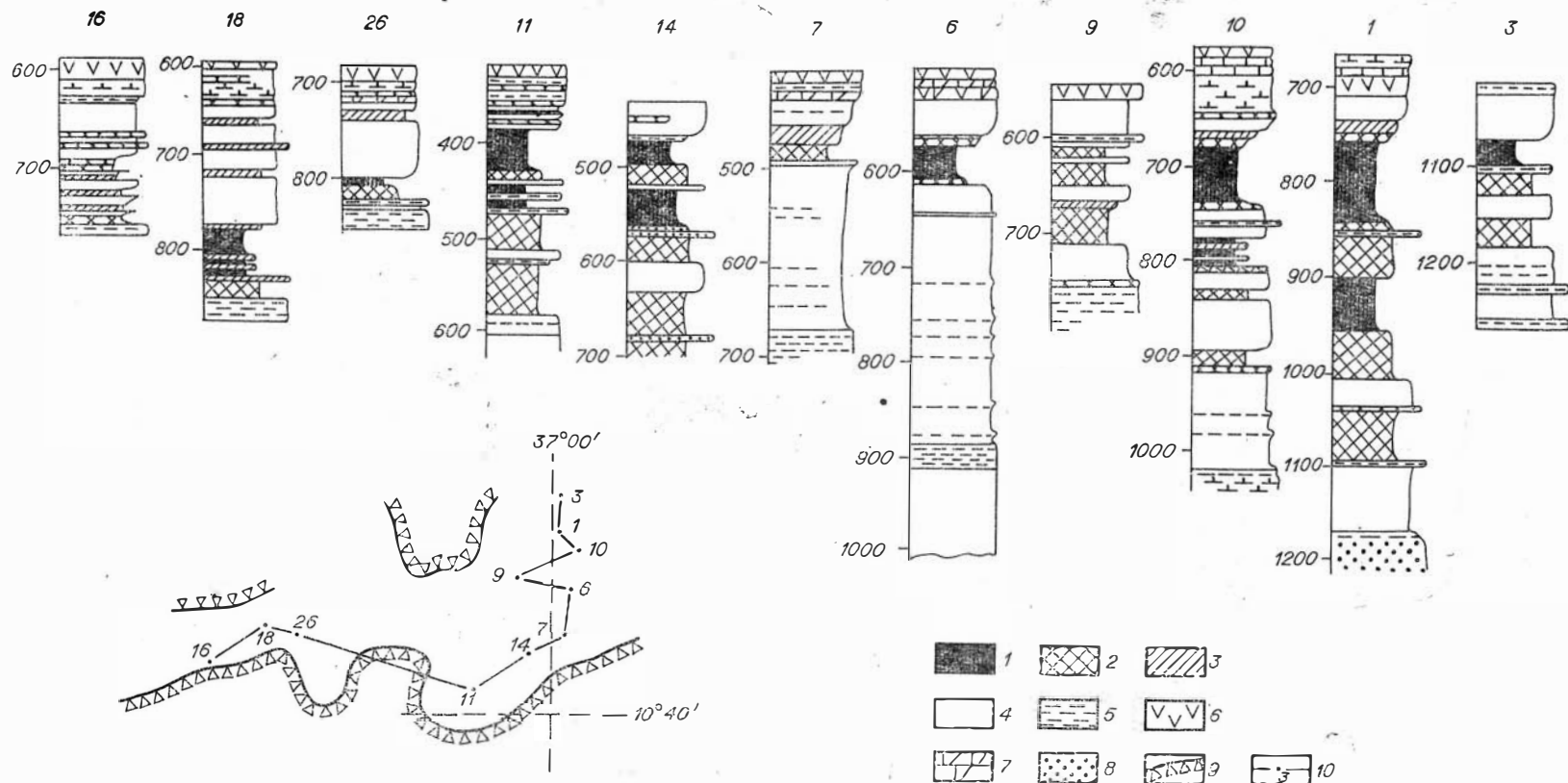


Рис. 3. Разрезы скважин, прошедших соляные отложения серни Ибура в бассейнах Санжа Роза де Лима и Таквари, Серджайн, Бразилия (по Wardlaw, 1972).

1 — тахидрит; 2 — карналлит и талит; 3 — сильвин и галит; 4 — галит; 5 — глина; 6 — ангидрид; 7 — карбонаты; 8 — конгломераты; 9 — граница распространения соли; 10 — линия профиля и номера скважин.

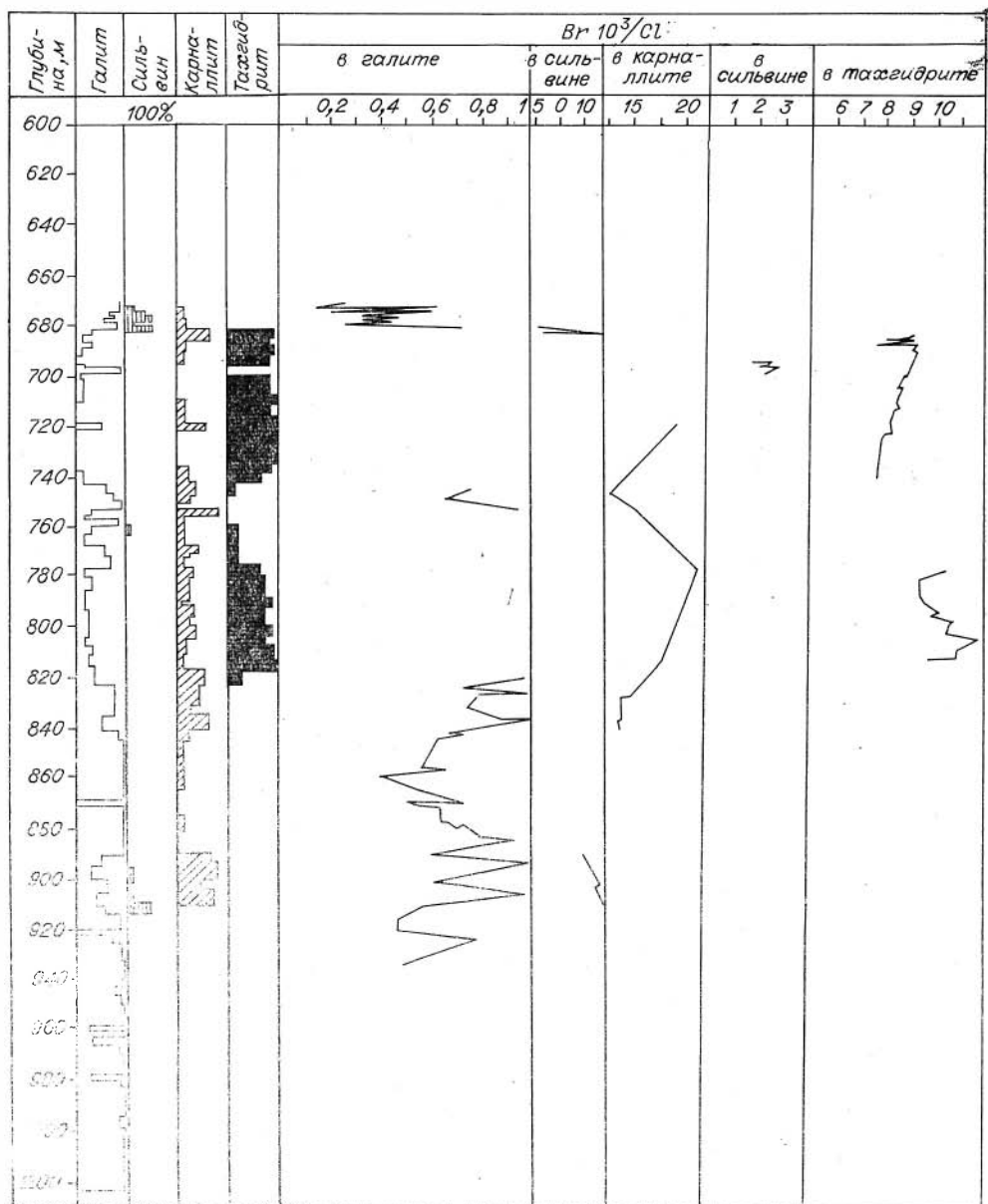


Рис. 4. Величина бромхлорных отношений в соляных минералах по скв. 10 (по Wardlaw, 1972).

какие обнаружены в серии Ибура. Как показал анализ\* генезиса рассолов Мертвого моря, они являются маточными рассолами морского генезиса соляных месторождений, расположенных в районе Мертвого моря. В период своего захоронения рассолы были метаморфизованы до хлоридного типа, а затем дренированы в котловину Мертвого моря. Вполне естественно предположить такой же генезис рассолов, из которых отложились соли серии Ибура в Бразилии и соли с тахидритом в районе Габона в Африке. Они также, по-видимому, были дренированы в образовавшиеся рифты, возможно, в связи с раздвижением материков.

\* Анализ проведен аспирантом Раидом Мустафой Гараибн.



Если справедливо это объяснение, то нет необходимости пересматривать высказывавшиеся ранее положения о малой вероятности столь глубокой метаморфизации морских рассолов в солеродных бассейнах. И, следовательно, по-прежнему мы можем считать, что приведенные на рис. 1 стратиграфические колонки морского генезиса не требуют корректировки. Нужно только помнить, что возможны случаи появления на поверхности ранее захороненных, метаморфизованных до хлоридного типа, маточных рассолов морских солеродных бассейнов, из которых, как в описанном случае, и могли сформироваться отложения тахидрита.

Несколько слов о вторичных процессах, которые происходят в соляном месторождении после его отложения. Часть этих процессов протекает в раннедиагенетическую стадию и приводит к замене скелетных кристаллов полногранными, метастабильных фаз — стабильными, приводит в соответствие состав минералов с составом пропитывающих рассолов. Однако эти процессы не прекращаются и в более поздние стадии, как это было выяснено при изучении соленосных отложений Прикарпатья, Прикаспийской впадины и цехштейна в ГДР. На более поздних стадиях возникают новые парагенезы, которые накладываются на основные, возникшие в период седиментации и раннего диагенеза (Борисенков, 1973; Валяшко и др., 1972). В ряде случаев они накладываются на основные парагенезы, но систематический анализ, опирающийся на точное физико-химическое знание, всегда позволяет понять их действительное место, время и условия образования.

### Геохимия микроэлементов

За последние годы заметно расширился круг элементов, распределение которых изучается в соляных рассолах и отложениях (Бойко, 1973). Число элементов, вовлекаемых в исследование, растет так же, как и число их определений. Особенно важное значение имеют элементы, которые, не образуя собственных соединений, изоморфно замещают тот или иной элемент в главных солевых минералах и при определенном подходе могут являться объективными индикаторами условий образования и преобразования соляных минералов.

Первым таким элементом явился бром, который изоморфно замещает хлор в хлоридах (Валяшко, Мандрыкина, 1952; Валяшко, У Би-Хао, 1964; Belmont e. a., 1965). Введение для характеристики его содержания бромхлорного отношения ( $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$ ), а затем установление шкалы нормальных значений этого отношения для галита, сильвина и карналлита, кристаллизующихся из морской воды, дало в руки исследователей объективный метод познания как условий выделения этих минералов, так и всей последующей истории месторождения. Определение брома сделалось обязательным при исследовании солей и рассолов. Знание величины бромхлорного отношения в соляных минералах и породах позволило установить их генезис, расшифровать историю солеродных бассейнов в ее деталях, в частности, позволило установить характер циклического развития этих бассейнов, различить прогрессивные и регрессивные, завершённые и незавершённые циклы, использовать бромхлорное отношение для поисков калийных солей (Валяшко, У Би-Хао, 1964).

Следующим таким элементом является рубидий, для которого экспериментально устанавливались коэффициенты распределения между раствором и кристаллом (Валяшко, Петрова, 1973; Макаров, 1941; Маликова, 1967; Петрова, 1973; Kühn, 1972; Mc Intire, 1968). В последнее время Н. С. Петровой и автором статьи рассчитана шкала нормальных содержаний рубидия в сильвинитах, выделившихся из морской воды (рис. 5). Уточнение коэффициента распределения рубидия между

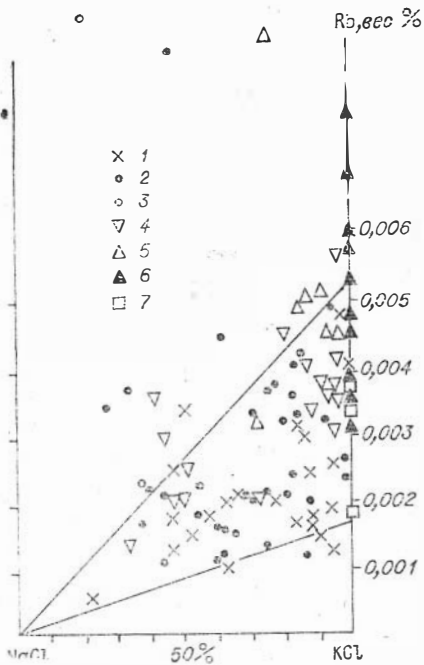


Рис. 5. Шкала нормальных содержания Rb в сильвинитовых породах.

1 — 2 — Старобинское месторождение (второй (1) и третий (2), калийные горизонты); 3 — Соликамск; 4 — Предкарпатье; 5 — Жиллинское, Челкар; 6 — месторождения немецкого цехштейна; 7 — эвалоритовые формации Прерри.

Опираясь на законы сгущения морской воды и ее состав, последовательность кристаллизации солей и объемные соотношения жидких и твердых фаз в этом процессе, можно ожидать, что в крупных бассейнах существует большая вероятность обнаружить осадки конечных фаз сгущения морской воды, такие как бишофит, бораты, высококонцентрированные рассолы, богатые бромом и другими элементами, накапливающимися в эвтонических рассолах. Необходимым условием для этого является, помимо всего прочего, неравномерное прогибание территории, где располагаются эти бассейны. Неравномерное прогибание играет решающую роль на последних фазах развития солеродных бассейнов и является совершенно необходимым условием для их образования. Если это прогибание имело тенденцию направленного перемещения и развития, то в возникающей отрицательной структуре будут собираться рассолы конечных фаз сгущения морской воды с больших территорий и в больших массах, и при благоприятных условиях здесь могут быть образованы пласты бишофита, баратов и других конечных минералов той или иной мощности.

К таким грандиозным бассейнам относится кунгурский, занимающий современную Прикаспийскую низменность. На некоторых участках здесь обнаружены отложения боратов морского генезиса. В последнее время на западном склоне Прикаспийской впадины обнаружены мощные отложения бишофита, для образования которых потребовалось сосредоточить огромные массы эвтонических рассолов, что могло быть осуществлено лишь при условии сбора больших масс таких рассолов в одном месте, а это, в свою очередь, требовало дренирования больших объемов соляных отложений, пропитанных концентрированным рассолом. Все это могло быть осуществлено лишь в условиях направлен-

кристаллом и раствором позволяет использовать этот элемент как элемент-индикатор. Совместное использование рубидия и брома дает возможность значительно уточнить делаемые заключения.

Большое значение имеют микроэлементы также и для анализа генетической принадлежности природных рассолов. Сейчас для этого широко используются отношения:  $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$ ;  $\text{Li} \cdot 10^4/\text{Cl}$ ;  $\text{B} \cdot 10^4/\text{Cl}$ ;  $\text{Rb} \cdot 10^4/\text{Cl}$ ;  $\text{Br}/\text{K}$ ;  $\text{Rb} \cdot 10^4/\text{K}$  и др.

### Особенности развития больших солеродных бассейнов

В отдельные эпохи солеродные бассейны достигали колоссальных размеров (Страхов, 1962, 1963). Например, раннекембрийский бассейн Восточной Сибири, кунгурский бассейн европейской части Советского Союза, цехштейновый бассейн Западной Европы. В то же время известны бассейны и небольших размеров: Эльзасский (Франция), Эбро (Италия), Ереванский (СССР). Интересно разобраться в том, есть ли какие-либо особенности в развитии больших солеродных бассейнов или же они отличаются только количеством накопленных солей и рас-

ного перемещения участков наиболее интенсивного прогибания.

М. Д. Диаров (1974), опираясь на огромный фактический материал по распространению калийно-магнневых солей, рисует весьма правдоподобную картину развития процесса кристаллизации солей в кунгурском веке на территории современной Прикаспийской низменности, теснейшим образом связанную с интенсивностью прогибания и его направленного перемещения. М. Д. Диаров пишет: «Высокая минерализация рапы, обусловившая осаждение калийных солей, могла быть достигнута только там, где происходило непрерывное испарение и постоянное пополнение области осаждения калийных солей новыми порциями рассолов высокой концентрации. Такие условия создавались только на интенсивно прогибавшихся участках солеродного бассейна, являвшихся естественными природными рассолосборниками. Судя по карте кровли подсолевых отложений Прикаспийской впадины, построенной на основе геофизических данных, в кунгурское время наиболее активно прогибавшейся областью изучаемого региона была его центральная часть, где подошва соляных отложений в настоящее время находится на глубине 9500 м» (Диаров, 1974, с. 111).

Дальнейший анализ развития мест прогибания, как участков сбора наиболее концентрированных рассолов, позволил М. Д. Диарову очертить границы отдельных водоемов в период формирования различных горизонтов калийно-магnezияльных солей. Таким образом, была намечена большая область, перспективная для поисков месторождений калийных солей и отложений конечных фаз концентрирования (рис. 6). Дальнейшее более глубокое изучение строения соляной толщи позволит уточнить и детализировать картину перемещения в кунгурском веке мест интенсивного прогибания.

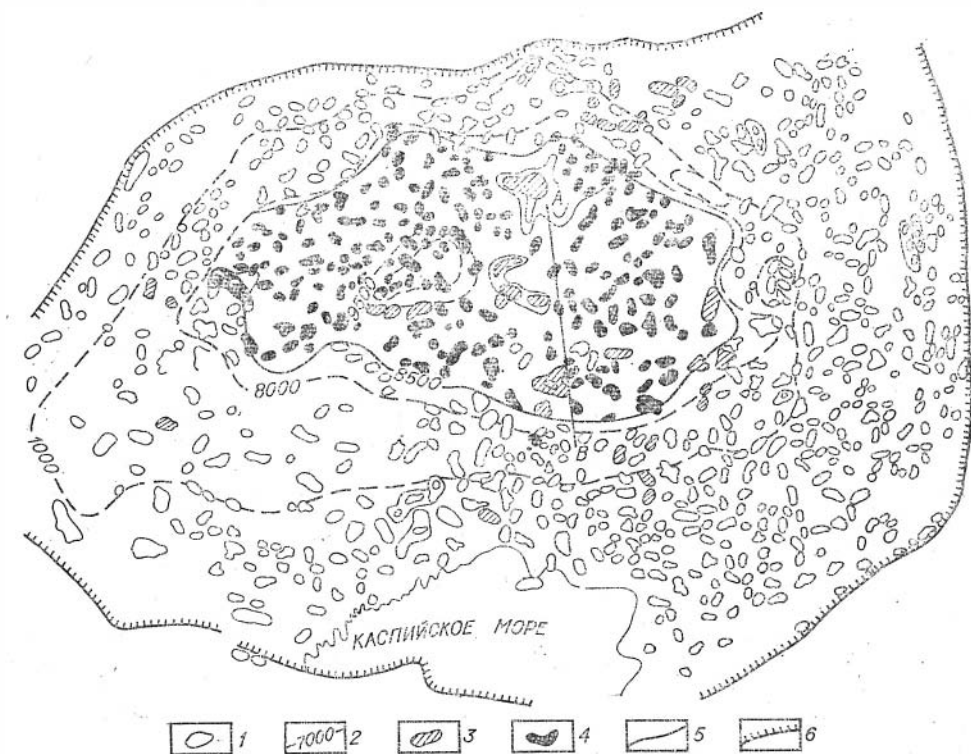


Рис. 6. Прогнозная карта распределения отложений калийных солей и последних фаз концентрирования морской воды в Прикаспийской низменности (по Диарову, 1974). 1 — контур купола по гравиметрическим и сейсмическим работам; 2 — стратонизогинсы подсолевого ложа; 3 — калиеносные структуры, 4 — соляные структуры перспективной на калий зоны, 5 — предполагаемый контур высокоперспективной на калий зоны, 6 — граница впадины.

О том, что на территории Прикаспийской низменности прогибание имело существенное значение в формировании отложений калийных солей, может также свидетельствовать тот факт, что отдельные участки одного и того же месторождения имеют строение, отвечающее различной степени метаморфизации рассолов, из которых кристаллизовались соли. Все дело в том, из какого внутреннего бассейна в данный момент поставлялся рассол, а это определялось относительной степенью прогибания. Характерным для крупных солеродных бассейнов является возможность накопления больших масс конечных фаз концентрирования и большая вероятность нахождения месторождений бишофита и других полезных ископаемых. Однако непременным условием для этого является неравномерная интенсивность прогибания территории и направленное перемещение мест наиболее интенсивного прогибания.

Процессу накопления больших масс конечных рассолов должно было содействовать образование отложений галита значительной мощности, поскольку галит, быстро литифицируясь, затруднял опускание этих рассолов в подстилающие отложения.

Поэтому обнаружение мощных залежей бишофита в районе Волгограда хотя и является первой такой находкой в мире (Ермаков и др., 1974), но она вполне закономерна, как следствие развития большого солеродного бассейна. В то же время их обнаружение указывает на перемещение зон наиболее интенсивного прогибания и дополняет построения М. Д. Диарова. В случаях, когда такого направленного перемещения зоны интенсивного прогибания по каким-либо причинам не возникает, не создается условий для сбора концентрированных рассолов с больших территорий, их скопления в одном месте и, следовательно, не реализуется та возможность, которую дают крупные солеродные бассейны. Видимо, аналогичными были условия также и в цехштейновом бассейне Западной Европы, где пока не обнаружено сколько-нибудь заметных скоплений конечных минералов (если не считать серии Стассфурт, где в ограниченном количестве обнаружен бишофит).

Как можно видеть из изложенного, дальнейшее углубленное изучение геохимии и геологии больших солеродных бассейнов позволит получить весьма интересные в научном и практическом отношении данные.

В заключение необходимо остановиться на геологической и геохимической роли процесса галогенеза и на значении физико-химического подхода к анализу подобных процессов.

К сожалению, далеко еще не осознаны геохимическое и геологическое значения галогенеза. В процессе галогенеза, как мы знаем, формируются не только соляные отложения, но и не меньшие, а, как правило, много большие объемы маточных рассолов. Эти рассолы опускаются (как наиболее тяжелая жидкость) в подстилающие отложения и в ряде случаев пропитывают их вплоть до фундамента. Можем совершенно определенно утверждать, что основные запасы рассолов в осадочной оболочке Земли созданы в процессе галогенеза.

Геологический разрез, в котором имеются соленосные или соляные отложения, резко делится на две части: надсоленосную и подсоленосную. Если удаленная от солей надсоленосная часть ничем не отличается от аналогичных разрезов, не содержащих соли, то подсоленосная часть оказывается в совершенно иной гидрохимической и гидродинамической обстановке. Подсоленосная часть становится изолированной от надсоленосной уплотнившимися соляными породами, представляющими собой прекрасный водо- и газупор. Это приводит к возникновению своеобразной химической, биологической и геологической обстановки в подсоленосной части разреза. Все диагенетические процессы идут в иных условиях. А. И. Поливановой (см. ст. в наст. сб.) показано, например, что процесс метанообразования происходит здесь в основном

каталитическим, а не биохимическим путем. Если суммировать опубликованные М. Т. Козари, Дж. Е. Данлапом и В. Е. Хемфри (Kozary et al., 1968) данные о площадях распространения соленосных и соляных отложений, накопившихся от докембрия до наших дней, то оказывается, что примерно 34% площади современных континентов занято соленосными образованиями и, следовательно, на всей этой огромной территории галогенез должен был оказывать большое влияние.

Галогенез сказывается, как мы видели, на гидрохимии, на процессах диагенеза, на миграции различных элементов, накоплении и преобразовании органического вещества, на характере метаморфического процесса, на развитии тектонических движений и т. д. Без отчетливого понимания тех химических, динамических и других воздействий, какие оказывают продукты галогенеза, невозможно правильно понять и трактовать многие основные процессы, протекающие в земной коре.

Познание процесса формирования соляных месторождений пошло по линии глубокого физико-химического изучения вещества, его преобразования, опираясь на строгое физико-химическое знание, с учетом тех особенностей, какие вносит протекание этих процессов в условиях поверхности Земли и земной коры. Как можно было видеть, этот путь, эта линия изучения позволила обоснованно выявить не только сами процессы, но и те палеоклиматические и палеогеологические условия, какие необходимы для образования соляных месторождений. Многие выводы казались, на первый взгляд, парадоксальными (например, стадия сухого озера), но затем обнаруживались следы этих процессов, которые заставляли поверить в их реальность. Это лишний раз указывает нам на целесообразность и эвристичность подхода к геологическим явлениям, опираясь прежде всего на вещество и законы его развития. А это, в свою очередь, приводит к пониманию тех условий, какие необходимы для реального осуществления самого процесса или возникновения того или иного геологического образования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М., «Наука», 1973. 292 с.
- Борисенков В. И. Метод совместной проекции при изображении состава многокомпонентных водно-солевых систем и его применение в геохимии галогенеза.— «Геохимия», 1973, № 9, с. 1382—1391.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования отложений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 395 с.
- Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн.: Химия земной коры Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 253—277.
- Валяшко М. Г. Процесс галогенеза и его геохимическая и геологическая роль.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. IV, кн. 1. М., 1973, с. 100—111.
- Валяшко М. Г. О содержании термина галогенез.— «Геохимия», 1974, № 2, с. 313—314.
- Валяшко М. Г. Геохимические условия формирования отложений тахидрита.— В кн.: Сб. к 70-летию акад. Н. М. Страхова. М., «Недра», 1976.
- Валяшко М. Г., Борисенков В. И., Волкова Н. Н. О постседиментационном изменении пород соляной залежи под воздействием погребенных материнских растворов.— «Геохимия», 1972, № 10, с. 1278—1286.
- Валяшко М. Г., Борисенков В. И., Волкова Н. Н. Экспериментальное изучение взаимодействия хлоркальциевых рассолов с сульфатными солями галогенных отложений.— «Геохимия», 1973, № 8, с. 1220—1228.
- Валяшко М. Г., Власова Н. К. О путях формирования хлоркальциевых рассолов.— «Геохимия», 1965, № 1, с. 43—55.
- Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак.— «Труды ВНИИГалургии», 1952, т. XXIII, с. 54—82.
- Валяшко М. Г., Петрова Н. С. Экспериментальное определение коэффициента распределения рубидия между кристаллами сильвина и раствором в системе NaCl—KCl.— MgCl<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O.— «Геохимия», 1973, № 4, с. 589—594.
- Валяшко М. Г., У Би-Хао. Бромхлорное отношение в галите Старобинского место-

рождения как критерий циклического развития солеродных бассейнов.— «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 6, с. 57—64.

**Вант-Гофф Я. Г.** Океанические соляные равновесия. Л., ОНТИ—Химворет. 1936. 344 с.

**Власова Н. К., Валяшко М. Г.** Экспериментальное изучение процессов формирования хлоркальциевых рассолов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс, т. IV, кн. I. М., 1973, с. 397—404.

**Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра.** М., «Наука», 1965. 159 с. Авт.: **Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К., Меттих Б. М., Власова Н. К., Диаров М. Д.** Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской впадины. М., «Недра», 1974. 129 с.

**Ермаков В. А., Гребенников Н. П., Казанцев О. Д.** К открытию залежей бишофита на территории Н. Поволжья.— «Сов. геология», 1974, № 6, с. 29—35.

**Курнаков Н. С.** Метаморфизация рассолов Крымских соляных озер.— «Зап. Всерос. минерал. об-ва», 1896, т. 2. 34 с.

**Курнаков Н. С.** Об условиях выделения глауберовой соли в Карабогазе.— «Зап. Всерос. минерал. об-ва, серия 2», 38. 1900 с.

**Макаров С. З.** и др. Изотерма растворимости и твердая фаза системы  $RbCl$ — $KCl$ — $MgCl_2$ — $H_2O$  при  $100^\circ$ .— «Изв. АН СССР. Серия хим.», 1941, № 2, с. 252—256.

**Маликова И. П.** Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1967. 149 с.

**Петрова Н. С.** Экспериментальное изучение распределения рубидия между кристаллами карналлита и раствором в системе  $NaCl$ — $KCl$ — $MgCl_2$ — $H_2O$  при  $25^\circ$ .— «Геохимия», 1973, № 6, с. 919—924.

**Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. II, М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

**Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

**Ферсман А. Е.** Геохимия. Т. II. Л., ОНТИ, 1956. 858 с.

**D'Ans J., Kühn R.** Über die Bromgehalt von salzgesteinen der Kalisalz lagerstätten. Kali, H. 4, 5, 6, 1940.

**Belmont Y., Hirtz P., Wenger R.** The Salt Basins in Gabon and Congo (Brazzaville).— In: Salt Basins around Africa. London, 1965, p. 55—74.

**Kozary T. T., Dunlap J., C. Humprey W. E.** Incidence of saline deposits in geological time. Geol. Soc. of America Spec papers 1968, N 88, p. 43—58.

**Kühn R.** Zur Kenntnis der Rubidiumgehalte von Kalisalzen Ozeanischer Salz lagerstätten.— «Geol. Jahrbuch», 1972, v. 90.

**Mc. Intire M. L.** Effect of temperature on the partition of rubidium between Silvine crystals and aqueous solution.— «The Geol. Soc. of America Spec. paper», 1968, N 88.

**Rammelsberg C. F.** Ann. Phys. 1856, v. 98, p. 261.

**Wardlaw N. C.** Unusual Marine Evaporites with salts of Calcium and Magnesium chloride in Cretaceous Basins of Sergipe, Brazil. Economic Geology, 1972, v. 67, p. 156—162.

**Wardlaw N. C., Nichols G. D.** Cretaceous Evaporites of Brazil and west Africa and their Bearing on the Theory of Continent Separation, XXIV Intern. Geol Congress, sect. 6, 1972, p. 43—55.

**Zwancig H.** Die Problematik des Tachhydritgehaltes der Mitteldeutschen Kalilagerstätten. Bergbautechnik, H. 2, 1958, p. 93—94.

*М. Г. ВАЛЯШКО, В. Е. ВЕТШТЕИН, И. К. ЖЕРЕБЦОВА,  
Г. А. МАЛЮК, А. И. ПОЛИВАНОВА*

## ИЗМЕНЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА МОРСКИХ РАССОЛОВ В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Основная масса подземных рассолов сформировалась в результате либо испарения морской воды, либо растворения солей. Испарение происходило на поверхности Земли в условиях аридного климата и приводило к образованию гипсородных и солеродных бассейнов, рассолы которых не только захоронялись вместе с породой, но и, благодаря своему высокому удельному весу, опускались в подстилающие отложения (Валяшко и др., 1963; Геохимия и генезис..., 1965; Поливанова,

1967, 1970). Такое происхождение подземных рассолов испарения обуславливает их преимущественное распространение в проницаемых прослоях внутри соленосной толщи, а также под гипсоносными и соленосными отложениями.

Подземные рассолы растворения (выщелачивания) формировались в основном в осадочной толще, причем в том случае, если в ней присутствовали хорошо растворимые хлориды. Преимущественное распространение рассолов выщелачивания характерно для надсолевых отложений. Под солями же растворение, как правило, имеет подчиненное значение, поскольку подсолевой комплекс заполнен рассолами испарения, имеющими очень небольшую растворяющую способность.

Различие между рассолами выщелачивания и испарения достаточно четко устанавливается по ряду геохимических показателей (Валяшко, Мандрыкина, 1952; Валяшко и др., 1969; Валяшко и др., 1966; Жебцова, Волкова, 1966).

В последнее время делаются попытки использовать для этой же цели данные изотопного анализа. Однако для этого необходимо выяснить возможные пределы изменения содержания изотопов водорода и кислорода в рассолах различного типа. В подземных рассолах растворения изотопный состав унаследован от растворителя, которым может быть либо захороненная морская вода, либо вода атмосферная инфильтрационная. Вода нормального (или близкого к нормальному) морского бассейна характеризуется постоянством изотопного состава на протяжении последних 500 млн. лет (Сойфер и др., 1967). Содержание дейтерия в ней меняется в относительно узких пределах ( $\delta D = -30 \div +25\%$ ). В атмосферных осадках пределы колебания значительно шире ( $\delta D = 185 \div +35\%$ ) и зависят от климатических условий. Так, в районах с умеренным климатом содержание дейтерия в атмосферных осадках много ниже, чем в районах, характеризующихся интенсивным испарением (например, для территории СССР  $\delta D = -185 \div -30\%$ , в то время как в Южной Африке  $\delta D = -37 \div +35\%$ ). Учитывая, однако, что в районах с жарким и сухим климатом количество инфильтрационной воды невелико, следует признать, что рассолы, образующиеся в результате растворения солей инфильтрационными водами, имеют в большинстве случаев легкий изотопный состав ( $\delta D < -30\%$ ).

Что касается подземных рассолов испарения, то поскольку они являются рассолами солеродных бассейнов различной степени концентрирования, необходимо прежде всего установить, как меняется изотопный состав морской воды в процессе ее испарения. Этому вопросу посвящен ряд работ (Борщевский, Христианов, 1965; Поливанова, 1967, 1970; Сойфер и др., 1967).

Экспериментально поведение изотопов водорода и кислорода при испарении морской воды изучалось Р. Гонфиантини (Gonfiantini, 1965), причем опыт продолжался только до начала садки NaCl. Уже эти исследования показали, что в процессе испарения изотопный состав морской воды сначала постепенно утяжеляется, а затем наступает некоторое (в опыте Гонфиантини очень небольшое) облегчение.

Чтобы проследить за поведением изотопов водорода и кислорода при испарении морской воды до высоких стадий сгущения, мы провели специальный эксперимент. Вода Черного моря (исходный объем около 2000 л) испарялась в специальных кюветах в Крыму, близ г. Саки, в течение двух летних сезонов. Кюветы были оборудованы крышками, предохраняющими от попадания атмосферных осадков ночью (роса) и в период дождей (очень кратковременных в течение обоих сезонов). В начале опыта вода была разлита в 16 кювет, из которых затем сливалась попарно после уменьшения количества воды наполовину. В первый сезон объем испаряющейся жидкости в кюветах менялся от 130 до 60 л, а во второй — от 60 до 30 л. Конечный объем составил около 15 л.

## Изменение химического и изотопного состава в процессе испарения морской воды

Остаточный объем жидкости, %	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Сумма солей, г/кг	Химический состав, г/кг								Br Cl · 10 <sup>3</sup>	Изотопный состав, %	
			HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>		δD <sup>o</sup> / <sub>00</sub>	δO <sup>18</sup>
<i>Испарение воды Черного моря</i>													
100	1,0135	18,67	0,21	1,44	10,20	0,035	0,23	0,67	5,74	0,19	3,5	-25,0	-4,0
83	1,0170	23,81	0,25	1,78	13,02	0,04	0,28	0,83	7,36	0,25	3,5	-25,0	-4,0
50	1,0283	37,81	0,39	2,95	20,61	0,07	0,44	1,41	11,52	0,42	3,5	-10,0	+0,8
50	1,0291	38,71	0,45	3,02	21,20	0,07	0,44	1,45	11,86	0,42	3,5	- 8,0	+0,1
23	1,0563	72,28	0,58	5,70	39,46	0,14	0,76	2,72	22,04	0,88	3,5	0,0	+2,3
23	1,0535	70,15	0,58	5,44	38,42	0,13	0,73	2,70	21,36	0,79	3,5	- 2,0	+2,0
11	1,1108	147,00	1,60	10,55	80,74	0,35	1,55	5,40	45,60	1,81	4,3	+11,0	+4,9
11	1,1119	149,73	1,60	10,36	82,64	0,37	1,10	5,52	46,50	1,87	4,4	+16,0	+6,9
6	1,1834	241,20	1,30	14,25	136,60	0,54	0,45	9,23	76,30	2,96	4,0	+ 3,0	-1,6
6	1,2137	264,85	1,50	15,87	155,90	0,61	0,30	10,65	86,90	3,48	4,0	—	—
3,6	1,2234	282,73	1,70	24,58	156,00	0,91	0,30	18,00	76,40	5,35	5,8	-15,0	-1,5
9,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-18,0	-0,7
2,6	1,2369	286,57	2,00	36,99	151,70	1,45	0,15	26,00	63,07	8,12	9,5	-28,0	+1,3
0,8	1,2897	320,53	0,61	40,70	188,30	4,50	следы	67,63	11,70	9,63	23,6	-60,0	-2,5
<i>Испарение воды оз. Сасык-Сиваш</i>													
	1,2645	294,60	1,54	42,96	160,30	2,63	0,05	49,40	25,10	12,51	16,4	-27,0	-3,0
	1,2832	311,60	2,10	41,70	174,30	3,16	0,03	56,94	18,10	15,25	17,5	-62,0	-4,0
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-65,0	-9,0
	1,3050	321,4	2,60	27,12	197,40	4,06	—	65,70	11,5	13,05	20,6	-63,0	-8,7



Температура воды чаще всего была 20—30°C. В процессе испарения отбирались пробы и фиксировался остаточный объем. В пробах определялся состав растворенных солей и содержание изотопов водорода и кислорода. Определение изотопного состава проводилось на масс-спектрометрах МИ-1305, приспособленных для прецизионных измерений (Ветштейн, 1968). Результаты изотопных анализов представлены в виде значений  $\delta D$  и  $\delta O^{18}$  и взяты относительно средней пробы воды океана SMOW (Craig, 1961). Точность определения отношения  $D/H$  составляет  $\pm 0,5\%$ , отношения  $O^{18}/O^{16} = \pm 0,4\%$  (см. таблицу).

Наибольшее содержание тяжелых изотопов водорода и кислорода наблюдается перед садкой галита. Затем наступает глубокая инверсия, и изотопный состав рассолов заметно облегчается, достигая на высоких стадиях сгущения значений, характерных для инфильтрационных вод ( $\delta D$  до  $-60 \div -65\%$ ,  $\delta O^{18}$  до  $-9,0\%$ ).

Такая инверсия совпадает с изменением химического состава рассолов, в которых при садке галита резко уменьшается содержание хлоридов натрия и увеличивается количество сульфатов и хлоридов магния. Возможно, выявленная связь между изотопным и химическим составами сильно концентрированных водных растворов Mg и Na обусловлена особенностями их структуры. Можно предположить, что накопление в растворе ионов с высокой гидратационной способностью ( $Mg^{++}$ ,  $SO_4^{--}$ ) приводит к связыванию все большего количества молекул  $H_2O^{16}$  и, таким образом, препятствует их испарению. В этом случае, по-видимому, должно происходить избирательное испарение тяжелоизотопных молекул воды, что и обуславливает облегчение изотопного состава остаточного раствора. Правда, при определении коэффициента изотопного разделения мы не обнаружили избирательного улетучивания тяжелоизотопных молекул. Однако коэффициент разделения определялся в условиях, далеких от природных (вакуум, температура 30—50°C). Вполне вероятно, что в этом случае гидратная оболочка вокруг ионов  $Mg^{++}$  и  $SO_4^{--}$  разрушалась и легкоизотопные молекулы воды, ничем не удерживаемые, испарялись, как и в обычных условиях, скорее, чем молекулы, содержащие тяжелые изотопы водорода и кислорода. Вопрос этот нуждается в дальнейших исследованиях и требует специальных экспериментов. Однако сам факт значительного облегчения изотопного состава водорода и кислорода при испарении морской воды до высоких стадий сгущения является несомненным. Поэтому представление о том, что легкий изотопный состав подземных вод всегда является признаком их инфильтрационного происхождения, следует критически пересмотреть. Для наиболее концентрированных рассолов такое представление оказывается несостоятельным. Они всегда будут характеризоваться невысоким содержанием тяжелых изотопов без какого-либо участия в формировании их состава инфильтрационных вод. Характерно, что высококонцентрированные подсолевые рассолы (Иркутский амфитеатр, Припятская впадина) также имеют легкий изотопный состав ( $\delta D$  до  $-61\%$ ,  $\delta O^{18}$  до  $-7,3\%$ ).

Таким образом, использовать содержание изотопов водорода и кислорода для вывода о происхождении подземных рассолов можно только с учетом инверсии изотопного состава в начале садки галита. При этом изотопная характеристика всегда должна быть тесно увязана с основными геохимическими показателями генезиса рассолов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борщевский Ю. А., Христианов В. К. Изотопный состав кристаллизационной воды соляных минералов.— «Геохимия», 1965, № 7, с. 844—850.  
Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Лаврова А. Н. Поведение некоторых микроэлементов в эвтоническую стадию сгущения морской воды.— «Геохимия», 1969, № 5, с. 614—619.

Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садыков Л. З. Геохимические методы поисков калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1966. 71 с.

Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак.— В кн.: Соляные озера, методы их изучения и использования. Л.— М., Госхимиздат, 1952, с. 54—93. (Труды ВНИИГалургии, вып. XXIII).

Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых средах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 312—328.

Ветштейн В. Е. Изучение изотопного состава кислорода природных вод с помощью прецизионного масс-спектрального анализа.— «Ysotopenpraxis», 1968, v. 4, № 6, p. 228—230.

Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965. 159 с.

Жеребцова И. К., Волкова Н. П. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера.— «Геохимия», 1966, № 7, с. 818—832.

Поливанова А. И. Некоторые особенности движения и формирования состава подземных вод (по данным экспериментальных исследований).— В кн.: Материалы газоносных районов СССР. М., «Недра», 1967, с. 186—236. (Труды ВНИИГАЗа, вып. 27/35).

Поливанова А. И. Об изотопном составе подземных рассолов как показателе их происхождения.— «Геохимия», 1970, № 7, с. 829—837.

Сойфер В. Н., Брезгунов В. С., Власова Л. С. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов.— «Геохимия», 1967, № 5, с. 599—608.

Craig H. Standards for reporting concentration of deuterium and oxygen— 18 in natural waters.— «Science», 1961, v. 133, p. 3467.

Gonfiantini R. Effetti isotopici nell' evaporazione di acque salate.— «Atti Della Societa Toscana di Scienze Naturali», 1965, v. A72, p. 550—569.

И. К. ЖЕРЕБЦОВА

## К ВОПРОСУ О КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ГАЛОГЕНЕЗЕ

М. Г. Валяшко определяет процесс галогенеза как «процесс сгущения на поверхности Земли в открытых бассейнах природных вод с образованием рассолов и выделением из них в осадок — формированием отложений легкорастворимых солей» (Валяшко, 1974, с. 313).

По источнику питания выделяют два типа галогенеза: континентальный и морской. По составу природных вод, из которых формируются отложения солей, М. Г. Валяшко выделяет три типа галогенеза: карбонатный, сульфатный и хлоридный. Изменение состава растворов в процессе галогенеза, выделение солей, распределение элементов между твердой и жидкой фазой подчиняются строго установленным физико-химическим законам.

Как известно, континентальные галогенные формации принадлежат к числу редко встречающихся осадочных комплексов. Обнаружены они преимущественно среди мезокайнозойских образований. Известны неогеновые соленосные отложения в межгорных котловинах Тянь-Шаня, плиоценовые отложения Цайдама и др. Образование солей происходило в бассейнах озерного типа, физико-химические закономерности которых в какой-то мере близки современным соляным озерам.

Широкое развитие континентального галогенеза в современную эпоху позволяет более детально изучить его проявление и выявить особенности формирования континентальных соляных отложений.

Минеральные ассоциации солей континентальных озер определяются химическим типом галогенеза, характерным для бассейнов, и теми вторичными процессами, которые протекают в них.

Систематизация данных по составу природных вод континентальной ветви, проведенная на кафедре геохимии МГУ под руководством

проф. М. Г. Валяшко, позволила очертить облик химического состава континентальных вод как источника формирования континентальных соляных отложений, а также выделить области расположения фигуративных точек их состава на объединенной диаграмме природных вод. Состав природных вод континентальной ветви относится в основном к карбонатному и сульфатному типам.

Область расположения фигуративных точек состава вод озер гумидных районов на диаграмме совпадает с областью, выделенной М. Г. Валяшко для речных вод (рис. 1, 2), причем фигуративные точки озер сульфатного типа расположены в верхней и средней частях квадратной диаграммы, а в нижней ее части располагаются воды морского генезиса. Для континентальных пресных вод (рек и озер) характерно обогащение их сульфатными солями натрия и магния.

В связи с этим интересно было проследить характер изменения состава континентальных вод в процессе их сгущения.

Рассмотрение системы река — озеро (Николаев, 1936) показало, что большинство рек содержит значительно больше сульфатов, чем озера конечного стока. Отношение сульфат-иона к хлору в реках следующее: Волге — 4,5, Кубани — 5,5, Сырдарье — 4,1, Енисее — 2,0, Кулунде — 1,2, Кучук — 1,4, тогда как в озерах: Кучук — 0,28, Кулундинском — 0,4; в воде Аральского моря — 0,7, в океане — 0,14.

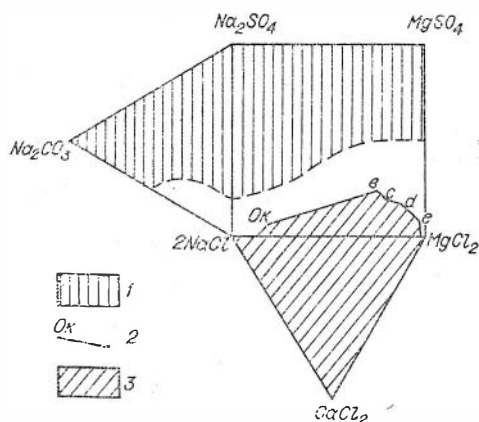


Рис. 1. Объединенная диаграмма трех основных типов вод.

1 — область расположения фигуративных точек речных вод, по М. Г. Валяшко; 2 — изменение состава океанической воды в процессе ее сгущения; 3 — область вод озер и рассолов морского генезиса.

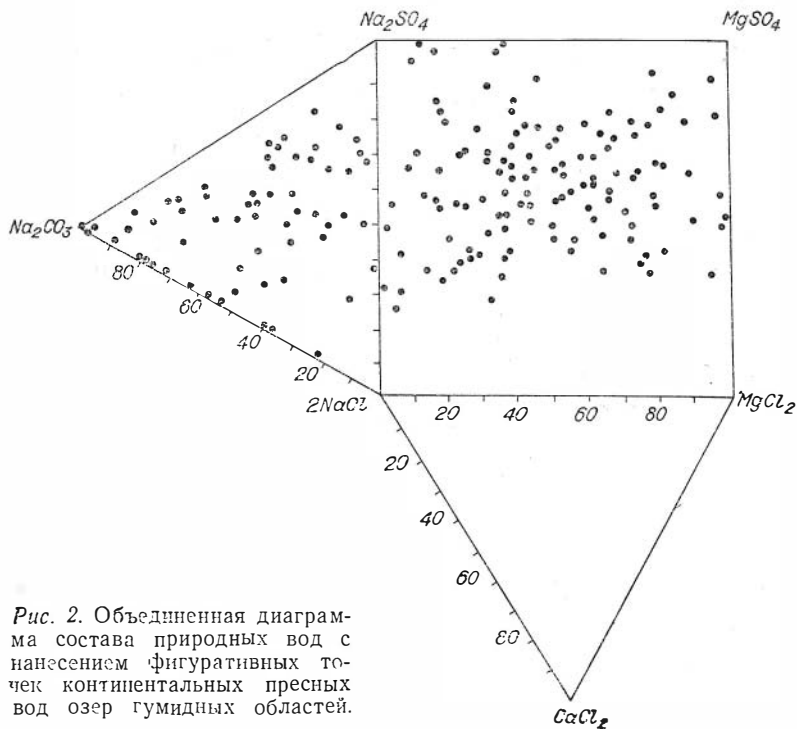


Рис. 2. Объединенная диаграмма состава природных вод с нанесением фигуративных точек континентальных пресных вод озер гумидных областей.

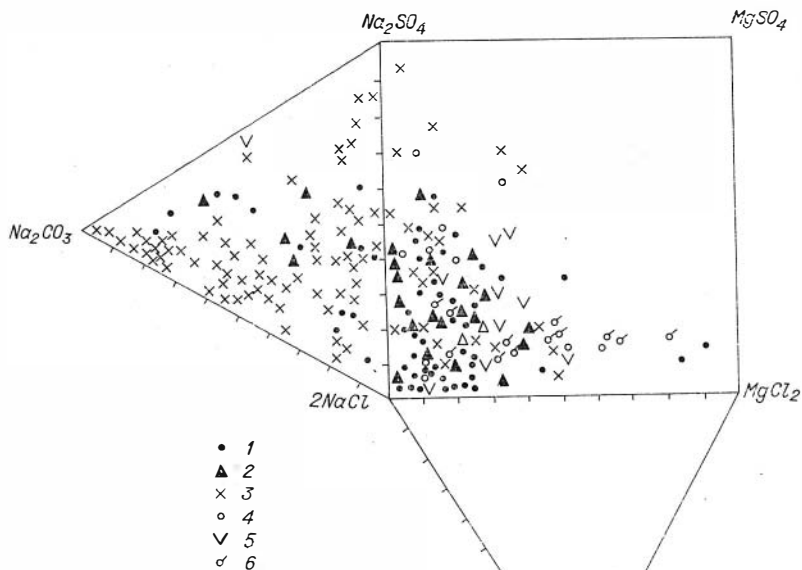


Рис. 3. Объединенная диаграмма трех основных типов вод с нанесением фигуративных точек континентальных вод озер аридных областей. Озера: 1 — Прииртышья; 2 — Кулунды; 3 — Забайкалья и Монголии; 4 — Цайдамской впадины; 5 — Прибалхашья; 6 — Приаралья.

Вполне естественно, что формирование солевого состава континентальных озер, питающихся речными водами, приводит к образованию озер сульфатного типа сульфатно-натриевого подтипа. А. В. Николаев отмечал, что процесс накопления сульфата натрия является общим явлением для озер речного стока.

Рассмотрение континентальных вод повышенной минерализации — озер аридных областей — показало, что по химическому составу воды этих озер относятся также к карбонатному и сульфатному типу. Однако фигуративные точки вод озер сульфатного типа располагаются в поле кристаллизации мирабилита, тенардита и главным образом галита, т. е. большая часть озер сульфатного типа относится к сульфатно-магниевому подтипу, характерному для рассолов морского генезиса (рис. 3).

На примере озер Западной и Восточной Сибири (Селенгинское, Кучук и др.) показано большое влияние климата и, в частности, температурного фактора на формирование химического состава и геохимических типов вод озер.

В водах озер сульфатного типа сульфатно-натриевого подтипа, т. е. в водах типичного континентального облика, в процессе осеннего охлаждения и зимнего вымораживания за счет резкого понижения растворимости сульфата натрия происходит выделение его в твердую фазу в виде мирабилита. При  $t = +14^\circ$  начинается садка  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , а при  $t = -4^\circ\text{C}$ , по данным Власова и Городковой (Ткачук, Толстихин, 1961) для Селенгинского озера, почти весь сульфат натрия выделяется в твердую фазу в виде мирабилита. Эти изменения в составе вод переводят фигуративные точки состава растворов озер на диаграмме состава по лучу, исходящему из полюса  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в поле галита. В твердой фазе мы наблюдаем парагенезисы мирабилита и галита или продуктов их диагенетических преобразований. Поскольку поле галита при  $t = 0^\circ$  на диаграмме  $2\text{NaCl} - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{MgSO}_4 - \text{MgCl}_2$  резко сокращается, а поле мирабилита значительно увеличивается, фигуративные точки состава

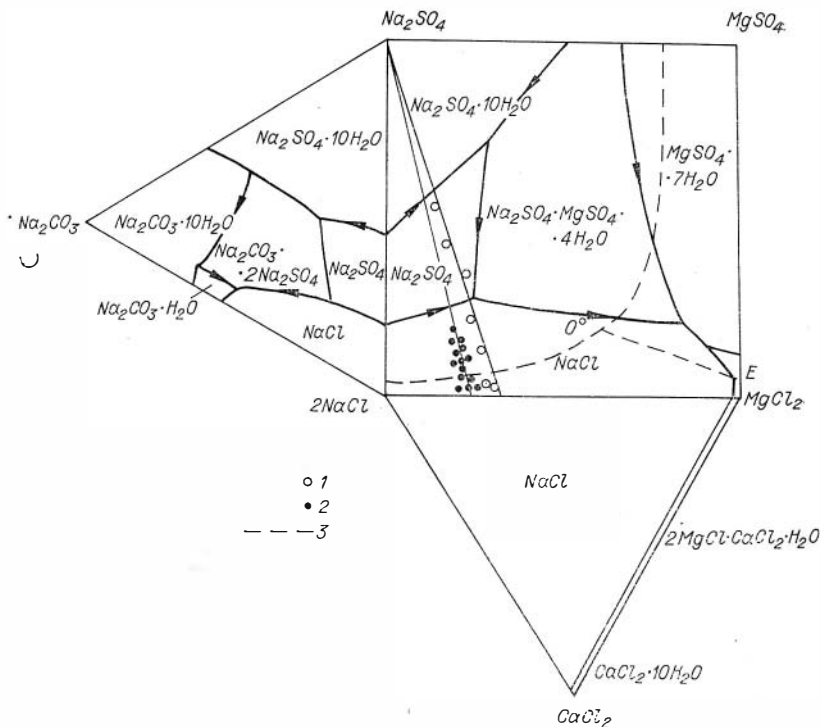


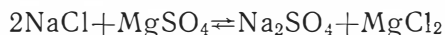
Рис. 4. Изотермы  $+25^{\circ}$  трех систем, отвечающих кристаллизации солей в карбонатных, сульфатных и хлоридных рассолах, в проекции на плоскость составов с нанесением путей кристаллизации солей в процессе вымораживания вод соляных озер сульфатного типа.

1 — озеро Селенгинское; 2 — озеро Кучук; 3 — изотерма  $0^{\circ}$ , отвечающая кристаллизации солей в сульфатной системе.

вод, выделивших мирабилит, попадают в область расположения фигуративных точек, типичных для вод морского генезиса (сульфатный тип, сульфато-магниевый подтип) (рис. 4).

Если выпавшие сульфатные соли не изолируются, то, естественно, в весенний период они растворяются и фигуративная точка возвращается по лучу к исходному положению. При изоляции выпавших сульфатных солей процессы, протекающие при пониженных и отрицательных температурах, могут привести к полной потере сульфатов, формированию рассолов, бедных сульфатами или полностью обессульфаченных.

Сопоставление области расположения фигуративных точек состава вод пресных озер гумидной зоны с таковой для озер повышенной минерализации (аридная зона) на диаграмме состава показало, что в районах с резко континентальным аридным климатом присутствие в растворе сульфатов магния оказывается неустойчивым. Обусловлено это большой чувствительностью реакции



к температурным условиям и резкой направленностью процесса при пониженных и отрицательных температурах в сторону образования сульфата натрия. Растворимость сульфата натрия при пониженных и отрицательных температурах резко падает, идет кристаллизация мирабилита — выделение его в твердую фазу, что приводит к появлению в растворах хлористого магния.

Таким образом, при изоляции выпавших сульфатных солей процессы вымораживания вод континентального типа приводят к формированию рассолов «ложного морского облика». Рассолы ложноморского ти-

па значительно обеднены микроэлементами, главным образом бромом по сравнению с водами морского генезиса. В колонке континентальных отложений мы в основном должны ждать появления мирабилита, продуктов его превращения в более устойчивые минералы (астраханита, глазерита, тенардита и др.) и галита.

Состав солей донных отложений и отношения микроэлементов в рапе и солях всегда будут отличать бассейны континентального генезиса от морского.

В процессе летнего испарения и зимнего вымораживания континентальных вод при реализации других необходимых условий (поступления значительных объемов испаряющейся воды, больших размеров бассейнов, необходимых для соблюдения изохорического испарения и достаточно активного тектонического режима) происходит формирование мощных отложений мирабилита и галита, диагенетические преобразования которых приводят к образованию двойных солей (глазерита, астраханита и др.) и к обезвоживанию первичных твердых фаз (образованию тенардита и др.), как это наблюдается в разрезах континентальных отложений Тянь-Шаня.

Путь перемещения фигуративных точек континентальных вод «ложного морского облика» при летнем испарении близок к пути фигуративных точек рассолов морского генезиса, а это означает, что в конечных фазах развития больших континентальных бассейнов мы можем наблюдать те же парагенетические ассоциации солей, которые характерны для рассолов морского генезиса. На территории Цайдамской впадины Китая соблюдение всех указанных выше условий привело к формированию различных по составу солей озер и соляных отложений — мирабилито-тенардитово-галитовых, чисто галитовых и, среди последних, отложений конечных фаз галогенеза — калийных солей и бишофита.

## ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М. Г. О содержании термина «галогенез». — «Геохимия», 1974, № 2, с. 313—314.

Валяшко М. Г. Геохимия галогенеза. — В кн.: Труды ученых Геологического факультета МГУ. М., 1961, с. 211—221.

Николаев А. В. К вопросу о речном сульфатном накоплении. — «Труды Казахстанской базы АН СССР», 1936, вып. 3, с. 277—322.

Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. — «Изв. Сиб. отд. АН СССР», 1961, № 4, с. 45—86.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1955. 156 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

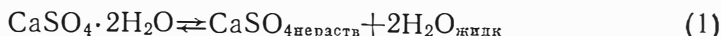
Ткачук В. Г., Толстихин Н. И. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. — В кн.: Гидрогеология минеральных вод и их народнохозяйственное значение. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 193—240.

*З. М. МЕЛЬНИКОВА, И. А. МОШКИНА, А. С. КОЛОСОВ*

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АНГИДРИТА И ГИПСА

Вопрос о генезисе гипса и ангидрита в природных галогенных отложениях до сих пор является дискуссионным (Вант-Гофф, 1936; Untersuchungen..., 1955; Валяшко, 1962; Страхов, 1962; Braitsch, 1962; Borchert, 1963; Яржемский, 1966; Жаркова, 1970; Кропачева, 1971), что в значительной степени объясняется недостаточной изученностью зави-

симости состояния подвижного равновесия



от температуры, давления и солевого состава природных вод.

Нами изучено влияние состава растворов хлоридов натрия, магния и кальция на состояние равновесия (1) при атмосферном давлении и температурах 25 и 50°C, т. е. в условиях, обычных в природе при формировании галогенных осадков. С этой целью исследованы стабильные и метастабильные равновесия в пятикомпонентной системе Na, Mg, Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O при 25°C и системах меньшей компонентности, входящих в ее состав: взаимных четверных Na, Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O; Mg, Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O и тройных Mg, Ca||SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O; Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O. Один из разрезов системы Mg, Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O и система Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O изучены также и при 50°C.

Применявшийся метод исследования — изотермическое растворение. Наблюдение за взаимодействием жидких и твердых фаз осуществлялось до установления равновесного состояния (стабильного или метастабильного), после чего проводился их полный анализ. В зависимости от скорости установления стабильного равновесия опыты для разных точек системы длились от нескольких месяцев до 5,5 лет. Подробное описание метода работы (синтез исходных солей, методы анализа и т. д.) приводилось ранее (Мельникова и др., 1971; Мельникова, Мошкина, 1973).

Полученные нами данные по растворимости ангидрита и гипса в растворах хлоридов и сульфатов натрия, магния и кальция (в тройных и квазитройных системах) дают возможность графически определить в них области стабильного и метастабильного существования гипса и ангидрита. Если кривые растворимости гипса и ангидрита пересекаются, то точка их пересечения в соответствии с правилом фаз Гиббса является инвариантной точкой превращения гипс  $\rightleftharpoons$  ангидрит (Hill, 1937; Posnjak, 1940).

На рис. 1 и 2 приведены графики растворимости указанных форм сульфата кальция соответственно в растворах MgCl<sub>2</sub> и в растворах системы NaCl—MgCl<sub>2</sub>—CaSO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O, построенные по данным табл. 3 (VII разрез) и 4 (XII разрез), опубликованным нами ранее (Мельникова, Мошкина, 1973). Из рис. 1 следует, что в растворах хлорида магния с содержанием его ниже 18,2% стабильной твердой фазой является гипс, в более концентрированных растворах — ангидрит. Раствор с содержанием 18,2% MgCl<sub>2</sub> соответствует точке превращения гипс  $\rightleftharpoons$  ангидрит в этой системе. Из рис. 2 видно, что суммарное содержание хлоридов натрия и магния в жидкой фазе точки превращения — 19,7%, в менее концентрированных растворах стабилен гипс, а в растворах с большим содержанием хлоридов — ангидрит.

Аналогичным образом определены области стабильного и метастабильного существования гипса и ангидрита и составы жидких фаз точек превращения по всем изученным разрезам вышеуказанных систем. Данные о составе жидких фаз точек превращения гипс  $\rightleftharpoons$  ангидрит в пятикомпонентной системе приведены в таблице. Как видно, суммарное содержание хлоридов в жидких фазах точек превращения в этой системе при 25°C колеблется в интервале 18,2—21,5%.

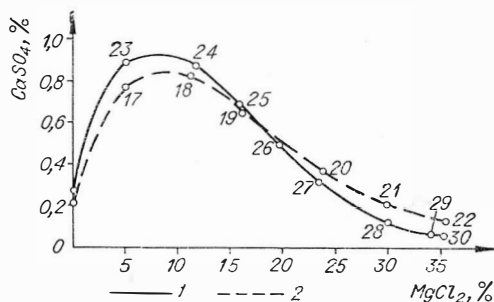


Рис. 1. Растворимость ангидрита (1) и гипса (2) в растворах MgCl<sub>2</sub> (VII разрез системы Mg, Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O) при 25°C.

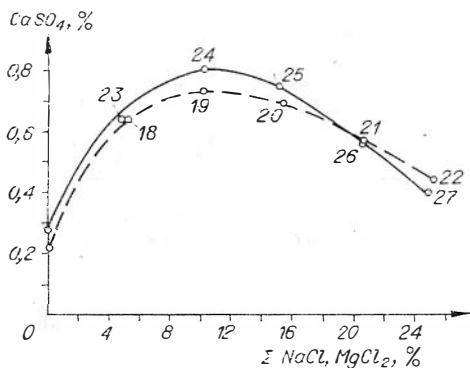


Рис. 2. Растворимость ангидрита и гипса в системе  $\text{NaCl} - \text{MgCl}_2 - \text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  при  $25^\circ\text{C}$ , XIII разрез. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Заключения об областях стабильного и метастабильного существования гипса и ангидрита в указанных системах, полученные путем изучения их растворимости, были подтверждены нами экспериментальными результатами по превращениям метастабильных форм сульфата кальция в стабильные. Так, в области стабильного существования гипса наблюдалось его образование из ангидрита под влиянием равновесных (метастабильных равновесия) растворов во всех изученных системах при  $25^\circ\text{C}$  (Мельникова, Мошкина, Колосов, 1971; Мельникова, Мошкина, 1973).

Ангидрит из гипса под воздействием хлоридных растворов системы получен нами при 25 и  $50^\circ\text{C}$ . При  $25^\circ\text{C}$  наблюдалось превращение гипса в ангидрит под влиянием равновесных растворов двух точек системы  $\text{Mg}, \text{Ca} \parallel \text{Cl}, \text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ , суммарное содержание хлоридов магния и кальция в которых было 47,4 и 44%, время превращения составило соответственно 2 и 3 года (Мельникова, Мошкина, 1973). При  $50^\circ\text{C}$  ангидрит получен из гипса под влиянием растворов хлоридов кальция и магния. Время превращения в концентрированных растворах — несколько месяцев.

Полученные нами данные по положению областей стабильного и метастабильного существования гипса и ангидрита в изученных водно-солевых системах, компоненты которых входят в состав природных вод, по времени наблюдавшихся экспериментально превращений метастабильных форм сульфата кальция в стабильные позволяют сделать некоторые заключения, касающиеся закономерностей формирования осадков сульфата кальция, входящих в состав галогенных отложений.

Как известно, сульфат кальция в галогенных осадках может образовываться либо в процессе испарения морской воды, либо вследствие реакций метаморфизации при разбавлении морской воды и ее концентратов континентальными водами, обогащенными бикарбонатом кальция. Факт кристаллизации сульфата кальция в форме гипса экспериментально установлен и в опытах по изотермическому испарению океанической воды, и в опытах по изучению процесса метаморфизации при  $25^\circ\text{C}$  (Валяшко и др., 1952, 1953), а также наблюдениями за образованием осадков в современных озерах, расположенных в зонах умеренного климата (Валяшко, 1962).

Сопоставляя эти сведения с нашими данными, можно видеть, что в растворах, содержащих до 18—21,5% хлоридов, превращение гипса в ангидрит при  $25^\circ\text{C}$  невозможно, так как это область стабильного существования гипса; под влиянием более концентрированных растворов

В растворах с меньшей концентрацией стабилен гипс, в более концентрированных — ангидрит.

В трехкомпонентной системе  $\text{Mg}, \text{Ca} \parallel \text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  при  $25^\circ\text{C}$  стабильной формой сульфата кальция на всем пути кристаллизации является гипс, ангидрит в этих условиях метастабилек (Мельникова, Мошкина, 1973).

При  $50^\circ\text{C}$  в системах  $\text{CaCl}_2 - \text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  и  $\text{MgCl}_2 - \text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  на всем пути кристаллизации сульфата кальция стабилен ангидрит, а метастабильная диаграмма включает области кристаллизации гипса и (в концентрированных растворах)  $\alpha$ -полугидрата сульфата кальция.



Химический состав жидких фаз точек превращения гипса в ангидрит в системе Na, Mg, Ca || Cl, SO<sub>4</sub> — H<sub>2</sub>O при 25°C

Система	Разрезы солевой призмы	№ точки	Солевой состав, масс. %						Коэффициенты Иенке			
			CaSO <sub>4</sub>	MgSO <sub>4</sub>	CaCl <sub>2</sub>	MgCl <sub>2</sub>	NaCl	Σ солей без CaSO <sub>4</sub>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
Ca  Cl, SO <sub>4</sub> —H <sub>2</sub> O	—	1	0,022	—	21,5	—	—	21,5	100,00	—	—	0,08
Na, Ca  Cl, SO <sub>4</sub> —H <sub>2</sub> O	I —NaCl —CaCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	2	0,036	—	18,9	—	0,3	19,2	98,50	—	1,50	0,17
	II —NaCl —CaCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	3	0,038	—	13,6	—	6,5	20,1	68,72	—	31,28	0,17
	III —NaCl —CaCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	4	0,051	—	7,3	—	13,8	21,1	35,81	—	64,19	0,22
	IV —NaCl —CaSO <sub>4</sub>	5	0,60	—	—	—	18,9	18,9	2,66	—	97,34	2,66
Mg, Ca  Cl, SO <sub>4</sub> —H <sub>2</sub> O	V —MgCl <sub>2</sub> —CaCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	6	0,030	—	14,0	6,2	—	20,2	66,16	33,84	—	0,10
	VI —MgCl <sub>2</sub> —CaCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	7	0,029	—	16,5	3,6	—	20,1	79,70	20,30	—	0,11
	VII —MgCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	8	0,56	—	—	18,2	—	18,2	2,10	97,90	—	2,10
	VIII —MgCl <sub>2</sub> —MgSO <sub>4</sub> —CaSO <sub>4</sub>	9	0,12	1,2	—	17,3	—	18,5	0,47	99,53	—	5,82
Na, Mg, Ca  Cl, SO <sub>4</sub> —H <sub>2</sub> O	XI —NaCl—MgCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	10	0,59	—	—	18,2	0,2	18,4	2,18	96,80	1,02	2,18
	XII —NaCl—MgCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	11	0,63	—	—	11,3	7,2	18,5	2,49	64,36	33,15	2,49
	XIII —NaCl—MgCl <sub>2</sub> —CaSO <sub>4</sub>	12	0,60	—	—	5,6	14,1	19,7	2,39	32,19	65,42	2,39

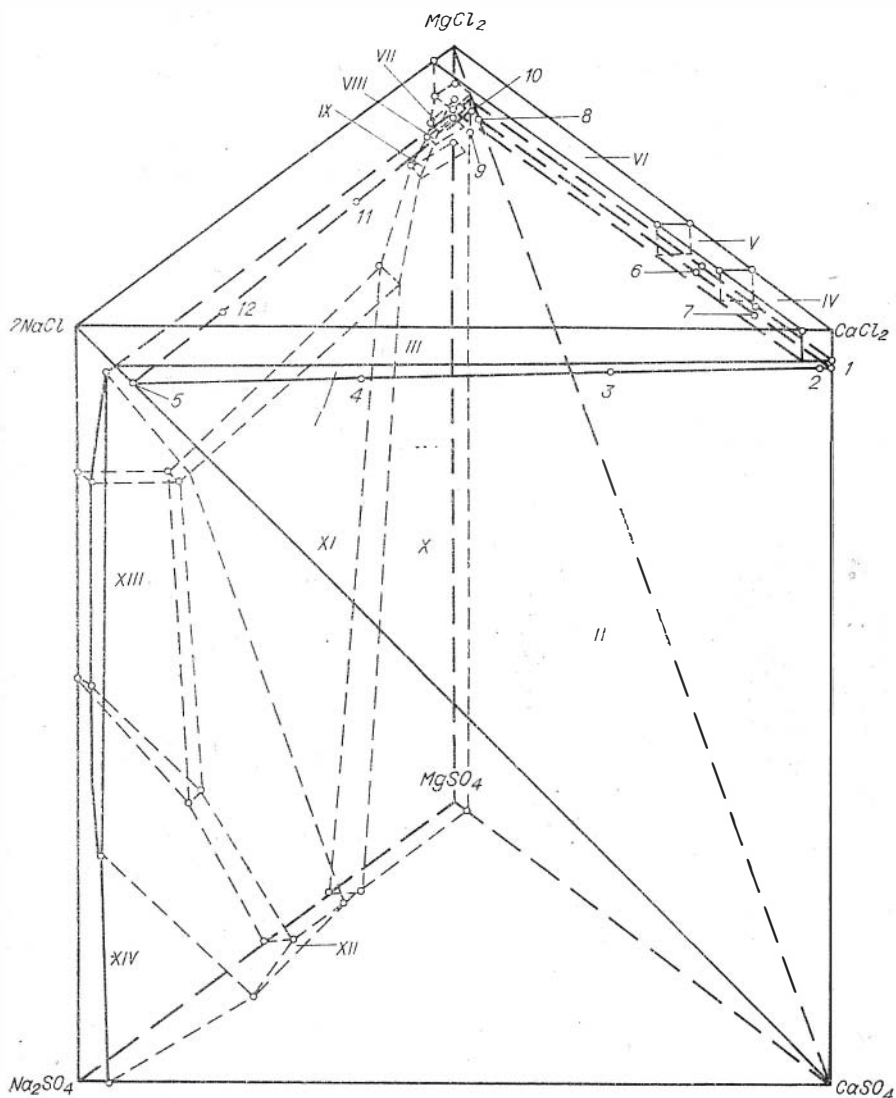


Рис. 3. Система Na, Mg, Ca||Cl, SO<sub>4</sub> — H<sub>2</sub>O при 25°C (стабильные равновесия).  
 Области кристаллизации солей: I — ангидрид; II — гипс; III — галит; IV — CaCl<sub>2</sub> · 6H<sub>2</sub>O; V — тахидрит; VI — бишофит; VII — MgSO<sub>4</sub> · 4H<sub>2</sub>O; VIII — MgSO<sub>4</sub> · 5H<sub>2</sub>O; IX — гексагидрит; X — эпсомит; XI — астраханит; XII — глауберит; XIII — тенардит; XIV — мирабилит. Области кристаллизации всех солей, кроме гипса, не соответствуют выбранному масштабу (во много раз увеличены).

хлоридов гипс должен превратиться в ангидрит, так как это область стабильного существования ангидрита, однако для этого требуется продолжительное время (годы или десятки лет — в зависимости от концентрации раствора). Превращение гипса в ангидрит, очевидно, может происходить уже в период раннего диагенеза, но непрерывным условием этого является отсутствие более или менее длительных разбавлений испаряющейся рапы, под которой находится сформировавшийся ангидрит, так как, по нашим данным, уже десятидневный контакт ангидрита с 9%- и 18%-ным раствором хлорида натрия приводит к его гидратации до гипса (Мельникова, Мошкина, 1973). Если формирование ангидрита из гипса в присутствии хлоридных рассолов происходит при температурах выше 25°C, скорость этого процесса, как показали наши исследования, при 50°C повышается.

Положение областей стабильной кристаллизации ангидрита и гипса в системе Na, Mg, Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O при 25°C (рис. 3), ооконтуренное нами по нашим и литературным данным (Мельникова, Мошкина, 1973), определяет парагенетические отношения для гипса и ангидрита при формировании их в этих условиях. Область кристаллизации ангидрита граничит в этой системе с областями кристаллизации галита, бишофита, тахгидрита, шестиводного хлорида кальция и гипса. Область кристаллизации гипса в верхней своей части граничит с ангидритовой областью и, кроме того, с областями кристаллизации гидратов сульфата магния, астраханита, глауберита, тенардита, мирабилита.

Данные о концентрационных пределах областей стабильного существования гипса и ангидрита в изученных условиях имеют значение не только для оценки процессов выделения и превращения названных форм сульфата кальция на стадиях солеродного бассейна и в раннем диагенезе, но и для изучения вторичных процессов на стадии уже сформировавшихся соленосных отложений (эпигенетические и гипергенные процессы).

Для оценки интенсивности процесса возможного растворения уже выделившихся гипса и ангидрита на всех стадиях жизни соленосного бассейна очень существенны данные по растворимости этих форм сульфата кальция в растворах изученных нами систем. Так, наиболее агрессивными по отношению к отложениям гипса и ангидрита являются растворы хлоридов натрия и магния с общей концентрацией от 8 до 13%, где растворимость сульфата кальция колеблется от 0,6 до 1,0% (против 0,21—0,27% CaSO<sub>4</sub> в чистой воде). Данные по растворимости гипса и ангидрита в растворах систем с участием хлорида кальция показывают, что хлорид кальция очень сильно подавляет растворимость сульфата кальция. Поэтому рассолы внутрисоленосного и даже надсоленосного комплекса Иркутского амфитеатра с высокой степенью метаморфизации и содержанием CaCl<sub>2</sub> от 30 до 80% к сумме солей (Геохимия и генезис рассолов..., 1965) практически не будут растворять отложения ангидрита. Вместе с тем в некоторых случаях, когда осуществляется смешение таких хлор-кальциевых рассолов с хлоридно-натриевыми рассолами выщелачивания, насыщенными сульфатом кальция, возможно его высаливание и выделение вторичных гипсов за счет такого процесса. Возможность подобного смешения наиболее вероятна в зонах тектонических нарушений.

Подводя итог нашим экспериментальным исследованиям и принимая во внимание данные, имеющиеся в обширной литературе по предмету нашей работы, можно сделать следующие выводы:

1. Прямая кристаллизация ангидрита из рапы современных солеродных бассейнов невозможна. Это положение справедливо и для солеродных бассейнов прошлого. Наблюдения за процессами испарения и метаморфизации рапы солеродных бассейнов как в природе, так и в лабораторных экспериментах говорят о первоочередном (даже в области стабильного существования ангидрита) выделении гипса.

2. Очевидно, одним из наиболее вероятных путей формирования отложений ангидрита нужно принять длительное превращение накопленных в подготовительной стадии солеродного бассейна гипсов в ангидрит «в период озерного диагенеза...» (Валяшко, 1962, с. 173). Необходимыми условиями при этом должны быть относительно устойчивые высокие концентрации рапы солеродного бассейна (более 18—21,5% хлоридов) и температура рапы должна превышать 20—25°C, по крайней мере, в течение основного периода. Такие условия могли быть обеспечены при климате, близком к тому, какой имеет место в современной приэкваториальной аридной зоне, но в бассейнах, значительно больших по размерам, чем большинство современных солеродных бассейнов. Только такие бассейны, обладающие в силу своих размеров высокой

способностью к саморегуляции, а следовательно, к сохранению устойчивых концентраций и температур, могли обеспечить превращение накопленных гипсовых толщ в ангидрит. При достаточно длительном сохранении описанных выше условий возможно полное завершение процесса превращения до начала интенсивной садки хлоридов в бассейне.

## ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 396 с.
- Валяшко М. Г., Нечаева А. А., Пельш Г. К. Экспериментальное исследование процесса метаморфизации ионом кальция разбавленных растворов сульфатного типа.— «Труды ВНИИГА», 1953, вып. XXVII, с. 249—274.
- Валяшко М. Г., Пельш Г. К. Метаморфизация насыщенных сульфатных растворов бикарбонатом кальция.— «Труды ВНИИГА», 1952, вып. XXIII, с. 177—200.
- Вант-Гофф Я. Г. Оксанические соляные отложения. Л., ОНТИ-Химтеорет., 1936. 344 с.
- Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965. 158 с.
- Жаркова Т. М. О генезисе ангидрита в отложениях кембрийской соленосной формации Сибирской платформы.— В кн.: Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакпления СССР. М., «Наука», 1970, с. 217—228. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 116).
- Кропачева С. К. К взаимоотношению гипса и ангидрита в верхнетортоных хемогенных отложениях Предкарпатья.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 8, Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1971, с. 27.
- Мельникова З. М., Мошкина И. А., Колосов А. С. Растворимость гипса и ангидрита в водных растворах  $\text{CaCl}_2$  при 25 и 50°C.— «Изв. СО АН СССР. Серия хим. наук», 1971, № 14, вып. 6, с. 15—19.
- Мельникова З. М., Мошкина И. А. Растворимость ангидрита и гипса в системе  $\text{Na, Mg, Ca|Cl, SO}_4\text{—H}_2\text{O}$  при 25°C.— «Изв. СО АН СССР. Серия хим. наук», 1973, № 4, вып. 2, с. 17—25.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III, Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Яржемский Я. Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. Новосибирск, «Наука», 1966. 64 с.
- Borchert H. Der Wasserhaushalt bei der Metamorphose der Kalisalze.— «Berichte der Geologischen Gesellschaft», 1963, Sonderheft 1, s. 145—192.
- Braitsch O. Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer — Verlag, 1962. 230 S.
- Hill A. E. The transition temperature of gypsum to anhydrite.— «Journ. of Amer. Chem. Soc.», 1937, v. 59, p. 2242—2244.
- Posnjak E. Deposition of calcium sulfate from sea water.— «Amer. Journ. of Science», 1940, v. 238, N 8, p. 559—568.
- Untersuchungen über die Calciumsulfate.— «Kali und Steinsalz», 1955, N 9, S. 17—38.

Н. С. ПЕТРОВА

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БРОМА И РУБИДИЯ В КАЧЕСТВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ ГЕНЕЗИСА ОТЛОЖЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Содержания микроэлементов в соляных породах определяются природой минералов, содержанием элементов в исходном растворе, историей образования и, следовательно, могут быть использованы в качестве геохимических индикаторов условий формирования. Чрезвычайно эффективным и чувствительным критерием является распределение микроэлемента, изоморфно замещающего в природных соединениях макрокомпонент. Как известно, большинство крупных месторождений калийных солей образовалось за счет концентрирования морской воды. Поэтому, зная содержания микроэлементов, характерные для каждой

стадии сгущения морской воды и величины коэффициентов распределения этих элементов между раствором и кристаллами солей, можно установить те нормальные содержания, которые должны быть у соляных минералов, выделившихся из морской воды при ее концентрировании, или так называемые шкалы нормальных содержаний.

При наличии нескольких изоморфно распределяющихся микроэлементов появляется возможность контроля выводов и заключений, сделанных по одному элементу, а также уточнения деталей процессов образования и преобразования, протекающих в залежах калийных солей. Одновременное использование брома и рубидия применимо для калийных соляных минералов — хлоридов. В настоящее время разработаны шкалы нормальных содержаний брома в хлоридах (Валяшко, Мандрыкина, 1952) и рубидия для сильвинитов и карналлитовых пород (Валяшко, Петрова, 1973; Петрова, 1973).

В настоящее время можно вполне определенно говорить о характере закономерностей, управляющих распределением брома и рубидия, для двух главных породообразующих минералов — сильвина и карналлита, которые характеризуют природный путь кристаллизации солей из сгущающейся морской воды. Бром в процессе концентрирования морских вод постоянно (вплоть до эвтоники) накапливается в растворе, так как значения коэффициентов распределения этого элемента для всех хлоридов меньше единицы. Содержание рубидия в растворе растет до начала стадии садки карналлита и практически полностью извлекается из жидкой фазы в процессе кристаллизации этого минерала (Жеребцова, Волкова, 1966) в связи с тем, что коэффициент распределения рубидия для сильвина меньше единицы ( $0,10 \pm 0,01$ ) (Валяшко, Петрова, 1973), а для карналлита больше единицы ( $2,44 \pm 0,18$ ) (Петрова, 1973).

Совместное использование брома и рубидия для выяснения генезиса сильвинитов и карналлитовых пород основывается на изучении концентраций этих элементов в породе или чистом минерале, на сравнении их с нормальными рассчитанными концентрациями, а также на взаимной корреляции брома и рубидия.

Сильвин в калийных соляных отложениях мог образоваться несколькими путями. Прежде всего возможно выделение сильвина из сгущающейся морской воды нормального состава или из рапы, обедненной сульфатом магния. Согласно шкалам нормальных содержаний, теоретические пределы колебаний концентраций брома составляют 0,13—0,20 вес. %, рубидия — 0,0017—0,0053 вес. %. На рис. 1 и 2 эти точки должны располагаться внутри области нормальных содержаний. При этом наблюдается прямая корреляция элементов, т.е. с повышенным содержанием брома растет концентрация рубидия. Подобное явление должно иметь место и в разрезе первичной залежи, где должно наблюдаться возрастание содержаний элементов от подошвы к кровле.

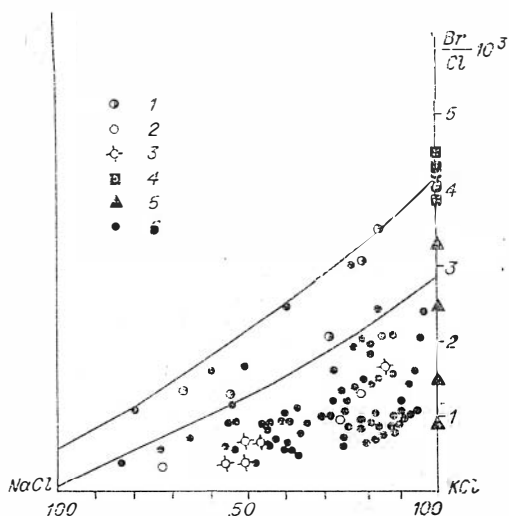


Рис. 1. Шкала нормальных величин бром-хлорного отношения для сильвинитов, выделившихся из морской воды в процессе ее сгущения (Валяшко, Мандрыкина, 1952). 1 — месторождения Предкарпатья (Маликова 1967); 2 — пласт Б Солкамского рудника (Маликова, 1967); 3 — Карлюкское месторождение (Седлецкий, Деревягин, 1971); 4 — пласт Стассфурт (Meier, e. a., 1971); 5 — эвапоритовая формация Прерия (Wardlaw, 1968); 6 — Старобинское месторождение.

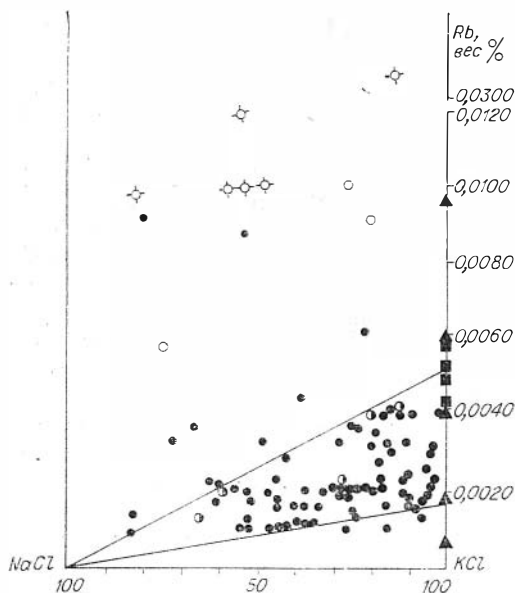


Рис. 2. Шкала нормальных содержаний рубидия для сильвинитов, выделившихся из морской воды в процессе ее сгущения (Валяшко, Петрова, 1973). Усл. обозн. см. на рис. 1.

Случаи вторичного формирования сильвина могут быть самыми разными. Однако при растворении сильвина и повторной кристаллизации минерала из рассолов тенденции распределения брома и рубидия совпадают. При низких по отношению к нормальным концентрациям будет наблюдаться прямая корреляция элементов. По нашим расчетам, содержание рубидия в этом случае падает примерно в 4 раза. На графике эти точки располагаются значительно ниже области нормальных концентраций.

Если же при образовании сильвина имел место процесс инконгруэнтного растворения карналлита, содержание рубидия будет повышено. Оно может достигать 0,0542 вес. % и будет определяться уровнем концентраций рубидия в исходном карналлите. На графике

эти точки располагаются значительно выше области нормальных содержаний. Концентрация же брома во вновь образующемся сильвине снижается. По экспериментальным данным (Wardlaw, 1968) оно составляет 0,5 весового количества брома исходного карналлита. В связи с различным характером закономерностей распределения рубидия для сильвина и карналлита и близким для брома должна наблюдаться инверсионная корреляция этих элементов как по отношению к нормальным содержаниям, так и в разрезе залежи.

Образование карналлита может происходить либо за счет кристаллизации минерала при сгущении морской воды нормального состава, либо за счет воды, обедненной сульфатом магния, либо из рассолов выщелачивания ранее существовавших карналлитовых залежей. Для первого случая отмечаются широкие пределы колебаний содержаний рубидия — от 0,0347 вес. % до следов и практического отсутствия. Концентрация брома колеблется от 0,24 до 0,60 вес. % (Валяшко, Мандрыкина, 1952).

Нами построена верхняя граница области нормальных содержаний рубидия для карналлитовых пород (рис. 3).

При вторичном образовании карналлита содержание рубидия резко возрастает: вступает в действие закон, по которому при перекристаллизации минерала с коэффициентом распределения элемента больше единицы происходит обогащение им вновь выделившихся кристаллов соли. По нашим расчетам, содержание рубидия может достигать 0,3550 вес. %, а содержание брома снижается по сравнению с нормальными значениями. В связи с различными тенденциями поведения брома и рубидия в ходе кристаллизации должна наблюдаться инверсионная корреляция этих элементов. Поэтому большую роль в разделении карналлитов на генетические типы по распределению брома и рубидия играют абсолютные содержания элементов в минерале. Так, значения рубидий-калиевого отношения выше  $24,7 \cdot 10^{-4}$  говорят о явно вторичной кристаллизации карналлита.

Из материалов, приведенных на рис. 1, 2, видно, что большинство сильвинитов и карналлитов укладывается в границы областей нормальных содержания. Сильвиниты с нормальными содержаниями брома и рубидия характерны для соляных месторождений Предкарпатья, Верхнекамского месторождения калийных солей (Маликова, 1967), пласта Стассфурт (Meier e. a., 1971) и многих других. Карналлиты большинства месторождений также являются продуктами сгущения морской воды нормального состава или обедненной сульфатом магния.

Однако часто в природных соляных отложениях встречаются образования, которые обеднены или, наоборот, в той или иной степени обогащены бромом и рубидием. Одним из таких примеров является пласт Б Верхнекамского месторождения. В сильвинитах этого пласта наряду с повышенными содержаниями рубидия (по данным И. Н. Маликовой, 1967) величина рубидий-калиевого отношения достигает  $2,39 \cdot 10^{-4}$ . Отмечаются довольно низкие содержания брома (по данным М. Г. Валяшко, Т. В. Мандрыкиной, 1952), величина бромхлорного отношения достигает  $1,1 \cdot 10^{-3}$ . Такие данные еще раз подтверждают вывод о переотложении этих пород.

К вторичным образованиям могут быть отнесены сильвиниты Карлюкского месторождения Средней Азии, описанные В. И. Седлецким и В. С. Деревягинным (1970). По содержанию рубидия они располагаются значительно выше области нормальных сильвинитов (концентрация рубидия до 0,030 вес. %) при наблюдающихся пониженных содержаниях брома (от 0,029 до 0,050 вес. %). Характер распределения этих элементов говорит о том, что в образовании сильвинитов принимали участие карналлиты. Вторичное происхождение имеют также сильвиниты эвапоритовой формации Прерия (Wardlaw, 1968). Аномальное распределение в них брома и рубидия сочетается с инверсионной корреляцией элементов в разрезе пласта.

Обогащены рубидием сильвиниты и карналлиты соляных месторождений Верхнерейнского грабена (Braitsch, 1966). Они, несомненно, являются вторичными образованиями.

Проведенные исследования геохимических особенностей соляных пород месторождений калийных солей Припятской впадины выявили для сильвинитов Старобинского месторождения нормальные или близкие к ним содержания рубидия (от 0,0008 до 0,0088 вес. %, величина рубидий-калиевого отношения от  $0,10 \cdot 10^{-4}$  до  $1,46 \cdot 10^{-4}$ ) при заметно пониженных, по сравнению с нормальными, значениях бромхлорного отношения (от  $0,35 \cdot 10^{-3}$  до  $2,07 \cdot 10^{-3}$ ). Кроме того, наблюдается инверсионная корреляция этих элементов. Распределение брома и рубидия позволяет сделать вывод о том, что основная масса сильвинитов Старобинского месторождения, по всей вероятности, является продуктом кристаллизации из рассолов смешения, в составе которых принимали участие воды выщелачивания калийно-магнезиальных солей.

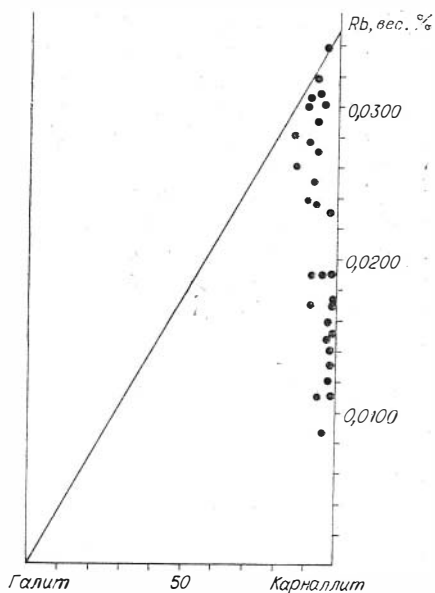


Рис. 3. Шкала нормальных содержания рубидия для карналлитов, выделенных из морской воды в процессе ее сгущения (Пестрова, 1973).

Таким образом, одновременный анализ поведения двух микроэлементов, основанный на знании закономерностей, управляющих распределением брома и рубидия, позволяет решить ряд вопросов, связанных с проблемой генезиса сильвинитовых и карналлитовых пород. Очень важным и интересным моментом является процесс формирования сильвинитов за счет карналлитовых залежей. На основании изучения распределения брома и рубидия мы можем судить о той цепи процессов и системах равновесий, которые имели место в период формирования отложений калийных солей. Несомненно, что дальнейшее изучение закономерностей распределения брома и рубидия позволит найти естественное объяснение имеющемуся разнообразию их содержаний в калийных солях.

## ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных месторождениях как генетический и поисковый признак.— «Труды ВНИИГ», вып. 23, 1952, с. 54—93.
- Валяшко М. Г., Петрова Н. С. Экспериментальное определение коэффициента распределения рубидия между кристаллами сильвина и раствором в системе  $\text{NaCl} - \text{KCl} - \text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$  при 25°C.— «Геохимия», 1973, № 4, с. 588—594.
- Жеребцова И. К., Волкова Н. Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера.— «Геохимия», 1966, № 7, с. 832—846.
- Маликова И. Н. Закономерности распределения рубидия, галлия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1967. 149 с.
- Петрова Н. С. Экспериментальное определение коэффициента распределения рубидия между кристаллами карналлита и раствором в системе  $\text{NaCl} - \text{KCl} - \text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$  при 25°C.— «Геохимия», 1973, № 6, с. 919—925.
- Седлецкий В. И., Деревягин В. С. О распределении рубидия в соляных отложениях калиеносного бассейна Средней Азии.— «Геохимия», 1970, № 9, с. 1125—1131.
- Braitsh O. Bromine and rubidium as indicators of environment during sylvite and carnallite deposition of the Upper Rhine Valley Evaporites. Sekond Symposium on Salt. The Northern Ohio Geological Society, Inc., Cleveland/Ohio, 1966, p. 293—301.
- Meier R., Bartmann W., Waljaschko M. G., Kusajewa N. S. Die Rubidiumverteilung in Hartsalz/Carnallitit — Übergängen des Kaliflözes Stassfurt usw. Zeitschr. f. Angewandte Geologie 17, H. 11, 1971, s. 449—453.
- Wardlaw N. C. Carnalite — sylvite relationships in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatschewan.— «Geol. Soc. of America Bull», 1968, v. 79, p. 1273—1294.

*А. И. АЗИЗОВ*

## О ДВУХ РАЗНОВИДНОСТЯХ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ\*

В артезианских бассейнах наблюдается следующая последовательная смена гидрохимических типов вод в направлении от края к центральной их части и сверху вниз по разрезу: гидрокарбонатно- и сульфатно-

\* От редакции. Представления А. И. Азизова о формировании древних соленосных толщ в бассейнах, имевших первично хлоркальциевый состав вод, не согласуются с особенностями строения соленосных серий, для которых установлена закономерная смена по разрезу и по простиранию карбонатных, сульфатных, хлор-натриевых и калийных отношений. Эти представления противоречат также данным о физико-химических процессах соленаккумуляции и формирования солевого состава природных вод (см. статьи М. Г. Валяшко, И. К. Жеребцовой, Е. П. Сливко и О. И. Петраченко, А. И. Поливановой и др. в настоящем сборнике).



фатно-натриевый → хлормагниевый → хлоркальциевый (здесь используется гидрохимическая классификация природных вод, разработанная В. А. Сулиным). В пределах внутренней части бассейнов, где распространены хлоркальциевые рассолы, также отмечается зональность, заключающаяся в возрастании величины отношения концентраций  $\text{CaCl}_2$  и  $\text{MgCl}_2$  в них в этих же направлениях.

Наряду с этим четко выделяются две разновидности профиля (см. таблицу): в первой в указанных направлениях смена типов вод происходит параллельно с постепенным возрастанием в них общей суммы хлоридов щелочных земель; во второй — после вод гидрокарбонатно-натриевого, сульфатно-натриевого и маломинерализованных вод хлормагнезиевого типов следуют маточные рассолы с высокой общей минерализацией, с высокой общей суммой хлоридов щелочных земель, брома, но в то же время с пониженной величиной отношения  $\text{CaCl}_2:\text{MgCl}_2$ , по сравнению с рассолами внутренней части бассейна. Вторая разновидность профиля характерна лишь для соленосных отложений. К области распространения высококонцентрированных рассолов с пониженной величиной отношения  $\text{CaCl}_2:\text{MgCl}_2$  и частично к краевой гидрохимической зоне, в которой воды и рассолы характеризуются низкой суммой хлоридов щелочных земель или полным их отсутствием, приурочены все крупные месторождения калийных солей, а рассолы отличаются наиболее высокими концентрациями калия. Между содержаниями калия и величиной отношения  $\text{CaCl}_2:\text{MgCl}_2$

Изменение химического состава подземных вод по профилю от периферии артезианского бассейна к его центральной части

Площадь, скважина	Глубина водоносного горизонта, м	Возраст	Сумма солей, г/л	% - экв					гCaCl <sub>2</sub> гMgCl <sub>2</sub>	Гидрохимический тип	
				Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>			HCO <sub>3</sub> <sup>--</sup>
Красноключевская, 21	534	P <sub>1</sub> kg	85	92,94	3,46	3,6	84,76	14,9	0,34	45	SO <sub>4</sub> -Na
Яблоневская, 490	—	»	292	83,54	5,04	11,42	99,58	0,38	0,04	333	Cl-Ca
Жуковская, 2	678	»	308	45,6	13,86	40,54	99,84	0,10	0,06	1482	Cl-Ca
<i>Юго-восточный склон Русской платформы (первая разновидность гидрохимического профиля)</i>											
<i>Иркутский амфитеатр (вторая разновидность гидрохимического профиля)</i>											
Р. Ангара, Малышовка	110	Ст <sub>1</sub> ap	18,5	78,0	6,0	16,0	79,0	20,0	1,0	6	Cl-Mg
Щелонинская, 1Б	416	»	421	25,0	29,0	38,0	99,0	—	—	4290	Cl-Ca
Зиминская, 31	442	»	412	5,0	13,0	78,0	99,0	—	—	6300	Cl-Ca

рассолов галогенных отложений устанавливается обратная корреляционная связь.

Гидрохимическая зона хлормagneйных вод в первой разновидности профиля возникает главным образом в результате взаимодействия инфильтрационных атмосферного происхождения гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевых вод с более древними подземными хлоркальциевыми рассолами. Во второй разновидности профиля понижение величины отношения  $\text{CaCl}_2:\text{MgCl}_2$  рассолов от средней части бассейнов к периферии, при относительно высокой общей сумме хлоридов щелочных земель в них, вероятнее всего, в основном унаследовано от этапа галогенеза и обусловлено взаимодействием рассолов хлоркальциевого типа, заполнявших солеродный бассейн, с растворами гидрокарбонатно- или сульфатно-натриевого типов, поступающими в него из зоны гипергенеза прилегающей суши, и последующим выпариванием смеси этих растворов.

Ценный материал для характеристики гидрохимических условий формирования галогенных отложений дает также анализ пространственного размещения породообразующих соляных минералов, в особенности в таких больших солоносных бассейнах, как Прикаспийская впадина и южная часть Предуральяского прогиба. В этом регионе сульфатные калийно-магниевоы соли, которые здесь представлены в основном полигалитом и кизеритом, тяготеют в плане к прилегающей к солеродному бассейну древней суши, далее разрез галогенной толщи становится хлоридным (сульфаты Mg, K и Na в нем отсутствуют), а в районах Аралсорского и Хобдинского геофизических полей галогенные отложения Кунгура представлены преимущественно каменной солью. Эта зональность минералогического состава солей могла возникнуть лишь в результате тех же процессов, которые привели к формированию второй разновидности гидрохимического профиля.

Изложенное выше позволяет сделать вывод, что если пластовые залежи тахгидритов, аналогичные тем, которые в последнее время обнаружены в Бразилии, образовались из хлоркальциевых растворов, а сульфатно-натриевые формации — при преобладающем участии в галогенезе гипергенных вод сульфатно-натриевого типа, то все месторождения калийных солей, и в первую очередь сульфатные, формировались в условиях взаимодействия указанных выше двух типов растворов; гипергенные воды служили при этом в качестве необходимого дополнительного источника калия.

При решении вопросов формирования галогенных отложений вообще и месторождений калийных солей в частности важное значение приобретает вопрос о природе хлоркальциевых растворов. Бытующий вариант, предусматривающий возникновение их в результате преобразования вод океанического типа в поверхностных условиях под влиянием гипергенных вод и заносимого в бассейн глинистого материала, нельзя признать удовлетворительным. Нет никаких данных о том, что гипергенные воды когда-либо были растворами исключительно гидрокарбоната кальция, смешением которых с океаническими до сих пор принято объяснять возникновение бессульфатных хлоркальциевого типа рассолов.

Гипергенные воды являются повсеместно сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевыми. Взаимодействие их с водами хлормagneйного (океанического) и хлоркальциевого типов приводит к прямо противоположному результату. Преимущественно гипергенными водами заносится в бассейн и терригенный материал. Кроме того, следует иметь в виду, что последний сорбирует калий из растворов. В результате этого в некоторых опытах А. Н. Бунеева растворы полностью лишались калия. Данный фактор должен был обусловить резко пониженную калиенос-

ность разрезов галогенных толщ хлоридного типа. Между тем с последними связана подавляющая часть мировых запасов калийных солей. Все это показывает, что растворы хлоркальциевого типа не могли быть продуктами преобразования океанических вод в поверхностных условиях под влиянием гипергенных факторов. Отсюда, если океанические воды, похожие на современные, принимали участие в галогенезе, то лишь пройдя предварительно пластовую стадию своего развития. Примечательно, что подсолевые комплексы, включая кристаллический фундамент, насыщены повсеместно растворами хлоркальциевого типа. Участие их аналогов в древнем галогенезе подтверждается многочисленными фактами. Ниже отметим два из них.

1. Аналоги хлоркальциевых рассолов галогенных отложений внутренней части бассейнов могут быть получены путем выпаривания растворов, насыщающих подсолевые комплексы, что доказывается опытами; при этом твердая фаза состоит преимущественно из галита.

2. Месторождения калийных солей приурочены к гидрохимической зоне с рассолами, величина отношения  $\text{CaCl}_2:\text{MgCl}_2$  которых значительно ниже, чем у рассолов подсолевых комплексов, что, скорее всего, обусловлено участием в формировании этих месторождений и сопутствующих им растворов аналогов растворов подсолевых комплексов и гипергенных вод.

Хлоркальциевые рассолы подсолевых комплексов содержат калия относительно мало, отношение  $\text{K}:\text{Na}$  в них в 2—3 раза ниже, чем у океанических. Это вполне согласуется с условиями их образования. Так, например, при магматических процессах калий в основном входит в состав пегматитов, в гидротермах его остается уже мало. Это согласуется также с фактами ассоциации малокалиеносных существенно хлоридно-кальциевого состава рассолов с основными породами, которые, как известно, содержат калия сравнительно мало. Кроме того, калиевые магмы в природе сравнительно редки. Преобразование океанических вод в хлоркальциевый тип в пластовых условиях также сопровождается значительным поглощением калия из растворов.

Месторождения калийных солей могли образоваться лишь при условии привноса в хлоркальциевый солеродный бассейн еще до образования солей дополнительного количества калия, а именно, гипергенными водами, выщелачивавшими высококалиеносные породы кислого и среднего ряда. О степени калиеносности древних водосборов можно судить по содержанию калия в осадочных глинах. Не случайно отмытые водой пробы глин промышленно калиеносных галогенных толщ содержат калия больше, чем другие. Воды выщелачивания пород кислого и среднего ряда и продуктов их частичной дифференциации характеризуются отношением  $\text{K}:\text{Na}$  значительно более высоким, чем океанические воды.

Изложенное позволяет наметить, по крайней мере, два новых показателя, которые в совокупности, на наш взгляд, гарантируют промышленную калиеносность галогенной толщи: 1) наличие в ней насыщенных калием рассолов с величиной отношения  $\text{CaCl}_2:\text{MgCl}_2$  ниже, чем для рассолов подсолевых толщ, и 2) существенно гидрослюдистый состав глин галогенных отложений.

Мощные соленосные толщи, в том числе калиеносные, по характеру их источников и другим условиям формирования являются, по-видимому, вулканогенно-гипергенно-осадочными образованиями. Исходя из этого с точки зрения изучения генезиса различных ископаемых солей, весьма важно исследовать всевозможные системы, состоящие из хлоркальциевых рассолов, подобных насыщающим подсолевые комплексы, и вод зоны гипергенеза континентов, в которой можно найти и аналоги древних зон гипергенеза, прилегавших к солеродным бассейнам.

## ГЕОХИМИЯ ГАЛОФОБНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ КОНЦЕНТРИРОВАНИИ РАССОЛОВ

Закономерности поведения тяжелых металлов при прогрессирующем осолонении солеродного бассейна далеко не изучены. Как известно, их поведение в галогенезе имеет сложный характер, вплоть до увеличения содержания в конечной стадии галогенеза или на отдельных этапах.

Эти данные не отражают объективно существующих закономерностей, так как в экспериментах, проведенных в лабораторных условиях, невозможно воссоздать всю сложность, многообразие и взаимодействие природных физико-химических факторов, влияющих на поведение тяжелых металлов по мере концентрирования морской воды. Теоретического обоснования возможного поведения тяжелых металлов в галогенезе также не проводилось.

Автор в течение ряда лет проводил геохимическое изучение микроэлементов в соляных месторождениях, эксплуатируемых соляной промышленностью СССР. Задача работ — изучение содержания, закономерностей распределения и распространения микроэлементов в рапе, озерной и каменной соли (Костенко, Колеватов, 1971; Костенко, 1971, 1973, 1974).

Ввиду того, что большая часть микроэлементов находится в сухом остатке водорастворимой части соли и рапы в весьма малых количествах, для определения их содержания был применен метод предварительного концентрирования. Приближенный количественный спектральный анализ концентратов выполнен в Артемовской геофизической экспедиции (спектроскопист Л. К. Магур) на дифракционном спектрографе СТЭ-1, оснащенном прибором УСА-6 для попеременного введения рабочего стандарта и пробы сравнения в пламя электрической дуги (Тепляков, 1969, 1971).

Как известно, термин «галофильные» элементы общепринят. К этой группе относятся Li, Rb, Cs, Br, I, F, B, т. е. элементы, имеющие отчетливую способность к накоплению по мере концентрирования рассолов. Остальные микроэлементы, содержание которых в океанической воде меньше, чем в пресной, не имеют краткого объединяющего термина, что создает определенные трудности при их характеристике.

Показательны в этом отношении определения, даваемые микроэлементам морской воды А. П. Виноградовым (1967): алюминий; редкие земли и иттрий; химические элементы семейства железа; группа тяжелых металлов; элементы, находящиеся в океанической воде в виде анионов; группа рассеянных в океанической воде химических элементов; золото и серебро; группа платиноидов; химические элементы, преимущественно находящиеся в океанической воде во взвешях. Такое дробное расчленение микроэлементов в работе А. П. Виноградова оправдано, хотя границы между некоторыми группами достаточно условны. Однако в большинстве случаев необходим краткий термин, объединяющий все приведенные выше группы элементов. Мы предлагаем объединить их под названием «галофобные» элементы.

Краткая гидрохимическая характеристика месторождений озерной соли приведена в табл. 1.

Анализ фактического материала (табл. 2) приводит к важному геохимическому выводу: содержание галофобных элементов в сухом остатке озерного рассола меньше, чем в водорастворимой части озерной соли. Рассмотрим причину подобного явления.

Гидрохимическая характеристика месторождений озерной соли

Озеро	Классификационный тип	Происхождение	Основной источник питания
Баскунчак	Хлоридное, сухое	Континентальное	За счет нижележащих галогенных пород
Бурлинское	Сульфатное, рапное	То же	Поверхностные и грунтовые воды
Большой и Малый Таволжан	То же	»	То же
Большой Калкамав	»	»	Глубокие подземные воды
Коряковское	»	»	Грунтовые воды
Светлица	»	»	» »
Джаксы-Клыч	Сульфатное, сухое	Морская лагуна	Метаморфизованные морские рассолы
Куули	То же	То же	То же

В солеродный бассейн (озерный или морской) микроэлементы поступают с терригенной частью (взвеси) и в растворенном состоянии (ионы, коллоиды и металлоорганические соединения).

Возможность миграции элементов в виде металлоорганических соединений была показана в ряде работ. Исследователями приведены результаты изучения формы миграции никеля в природных водах и показано, что никель может мигрировать во взвешенном и растворенном состоянии. Растворенная форма — ионная, коллоидная и в форме металлоорганических соединений; коллоидная и органо-минеральная формы играют ведущую роль в миграции никеля.

Наличие в природных водах гумусовых веществ способствует переходу никеля в раствор и миграции в форме никельорганических соединений. В зависимости от гидрогеологических, физико-химических и биохимических условий органические вещества преобразуются и выпадают из раствора совместно с никелем. С большой долей вероятности указанное положение можно перенести и на другие геохимически близкие никелю элементы. Такая форма нахождения, по-видимому, наиболее присуща элементам в рапе оз. Бурлинского, которое находится в зоне, переходной от аридной к гумидной, что и обуславливает относительно повышенный снос органического материала в озеро и образование металлоорганических соединений. Можно предполагать, что в конкретных физико-химических условиях солеродного бассейна эта форма нахождения более устойчива, нежели ионная (или коллоидная), чем и объясняется относительно повышенное содержание галофобных элементов в рапе именно этого озера.

К. С. Рамм и др. (1971) провели эксперименты по определению способности металлов растворяться в воде. Они установили самопроизвольное коллоидное растворение в воде металлов, что приводит к выводу о возможности существования такой формы их нахождения в рассолах. Можно предполагать, что определенная часть элементов находится в рассолах в истинно растворенном состоянии. Количественное соотношение этих форм нахождения галофобных элементов в конкретных физико-химических условиях, вероятно, варьирует в значительных пределах и их установление, несмотря на всю сложность задачи, должно явиться делом будущих исследований.

Мы рассмотрели возможные формы внесения микроэлементов в солеродный бассейн. Поскольку в водорастворимой части соли их содержание выше, чем в сухом остатке озерного рассола, возникает вопрос — какими же путями микроэлементы выводятся из рассола (рапы)?

Существующие представления об изменении структуры раствора и о формах нахождения ряда солевых компонентов при прогрессирующей

Сводная таблица содержаний микроэлементов в рапе и водорастворимой части соли, %

Озеро	Количество проб	Mn		Cu		Pb		Zn		Ag		V		Mo		W		Ti	
		$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-8}$	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-8}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-4}$
Баскунчак	$\frac{3}{6}$	0,34	2,0	—	0,97	—	3,0	—	0,4	—	12,4	2,4	1,6	—	0,8	—	52,0	0,66	0,25
Бурлинское	$\frac{7}{5}$	1,39	0,44	0,35	0,17	0,7	—	0,4	—	1,8	0,49	5,9	14,6	0,20	9,4	—	—	—	0,21
Джаксы-Клыч	$\frac{3}{2}$	0,14	3,2	—	0,3	—	0,45	—	—	—	95,7	2,4	1,41	—	1,5	—	0,6	0,26	0,2
Куули	$\frac{2}{1}$	0,038	0,3	—	0,2	—	—	—	—	—	5,4	2,4	0,5	0,015	0,25	—	5	0,68	0,2
Б. Таволжан	$\frac{1}{1}$	—	3,2	—	0,3	0,72	—	—	—	—	—	—	3	—	150	—	97,5	0,60	0,22
Светлица	$\frac{1}{3}$	—	2,1	0,48	0,8	—	—	—	—	7,6	0,7	2,4	2,8	—	7,7	—	94,6	—	0,17

Примечание. Первая графа каждого элемента — содержание микроэлементов в рапе; вторая — содержание микроэлементов в водорастворимой части соли. В графе «количество проб» в числителе — количество проб в рапе, в знаменателе — в водорастворимой части соли.

шем осолонении сводятся к следующему. Интенсивность связи молекул воды гидратной оболочки с центральнорасположенным 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 слабее и тем легче отторгаются от оболочки молекул воды. По данным Ю. П. Алешко-Ожевского и др. (Влияние..., 1971), при постоянной форме нахождения микроэлементов в растворе их подвижность определяется температурой и ближней гидратацией этих микроэлементов в растворе; последняя зависит от структурного состояния раствора. Поэтому влияние структурных особенностей растворов будет сказываться на миграции микроэлемента. Но необходимо учитывать и другие факторы, которые влияют на подвижность элемента и главным образом воздействие внешних условий на форму нахождения микроэлемента в растворе. Изменение температуры, pH среды, появление в растворе комплексообразователей сильно влияет на формы нахождения элементов с высоким зарядом и малым радиусом, которые, как правило, образуют различные комплексные ионы и молекулы с разной степенью диссоциации. Эффекты комплексообразования и ассоциации ионов менее всего сказываются на таких элементах, как Pb, K, Na, Ba, Sr, Vg.

Как установлено анализом обширного экспериментального и полевого фактического материала, в том числе и полученного при наших работах, в процессе концентрирования рассолов наблюдается накопление именно этих элементов.

Миграция элементов в растворах или их переход из жидкой фазы в твердую в большой степени зависит от изменения структуры раствора, что определяет изменение ближней гидратации и тем самым подвижность элементов в рассоле. При осолонении водоемов расстояния между гидратированными ионами все более сокращаются, происходит «конкурентная» борьба за воду между гидратированными элементами. Это ведет к прогрессирующему разрушению их гидратных оболочек. Ионы постепенно вынужденно освобождаются. Одновременно начинает усиливаться их ассоциация в молекулы, в результате чего появляются кристаллоподобные структуры соли. В сильно концентрированных солевых растворах преобладает структура солевой массы, а молекулы растворителя (воды) располагаются среди ионов и молекул, образующих зародыши солевых кристаллов.

Анализ современных положений о физико-химических условиях поведения компонентов рассола при прогрессирующем осолонении соленого бассейна приводит к выводу о резком преобладании в рассоле в период садки соли «жидких» кристаллов. Основываясь на этом положении, нами выдвигается и рассматривается возможная причина повышенных содержаний галофобных элементов в новосадке соли в сравнении с содержанием в рассоле. Поскольку по своим кристаллохимическим и энергетическим параметрам галофобные элементы не могут входить в кристаллическую решетку хлоридов натрия, калия, магния, то в период максимального насыщения растворителя «жидкими» кристаллами галофобные микроэлементы вместе с растворителем «оттесняются» в межкристалльное пространство.

Их осаждение может идти двумя путями:

1. Резкое уменьшение объема растворителя приводит к увеличению в нем содержания галофобных элементов, наступает предел растворимости и происходит их осаждение в виде труднорастворимых гидроокисных соединений.

2. Как хорошо известно, новосадка хлоридов, и особенно галита, характеризуется обильными газовой-жидкими включениями, захваченными в период образования в рапе кристаллов этого минерала. Вместе с рапой, естественно, в газовой-жидкие включения попадают и галофоб-

ные элементы. Разумеется, в газовой-жидкие включения могут захватываться и иные формы нахождения микроэлементов (коллоидная, взвеси). Все это в конечном счете и обуславливает интенсивное выведение микроэлементов из жидкой фазы в твердую. Естественно, интенсивность процесса удаления галофобных элементов из рассола и его продолжительность прямо пропорциональны интенсивности и продолжительности садки соли. Иными словами, чем выше концентрация рассола, тем меньше в нем галофобных микроэлементов; в период отсутствия садки соли происходит увеличение содержания в рассоле галофобных микроэлементов за счет их содержания в питающих солеродных водах и рассолах; фактором удаления остается только процесс сорбции.

Действие фактора «жидких» кристаллов на процесс удаления галофобных элементов из рассола нельзя рассматривать как мгновенный акт. Другое дело, что в период образования в поверхностном слое кристаллов галита процесс удаления наиболее интенсивен по скорости, но не по масштабу. Нельзя забывать, что образование «жидких» кристаллов идет по всему объему рапы, и связанное обратной зависимостью с этим процессом уменьшение межкристалльного пространства приводит к увеличению содержания в нем галофобных элементов, относительная растворимость которых различна, что на наш взгляд, и приводит к их дифференцированному выпадению из рассола. В этом, по-видимому, причина кажущегося накопления некоторых галофобных элементов в рассоле по мере его концентрирования.

В природе наиболее распространены коллоиды с отрицательным зарядом, следствием чего и является в основном сорбция катионов. Коллоиды способны сорбировать из природных вод ионы и молекулы при их концентрации, не достигающей произведения растворимости. Поэтому за счет сорбции может происходить осаждение ионов и молекул из ненасыщенных растворов.

В каждой глине, суглинке имеются обменные катионы. Энергия поглощения двухвалентных катионов монтмориллонитом уменьшается в следующем ряду:  $Bb > Cu \geq Ca > Ba \geq Mg > Hg$ ; для каолинита получен такой ряд:  $Hg > Cu > Pb$ .

Большую группу коллоидных и метакolloидных минералов составляют силикаты, к которым относятся и глинистые минералы. Все они имеют отрицательный заряд и способны поглощать катионы. Размеры частиц большинства глинистых минералов больше, чем у типичных коллоидов. Однако они обладают многими характерными свойствами коллоидов и, в частности, обменной способностью. Минералы группы монтмориллонита образуются преимущественно в условиях сухого климата. Они обладают значительной сорбционной емкостью (50—150 м·экв на 100 г, по данным А. И. Перельмана (1968)). Широко распространены в почвах и континентальных отложениях гидрослюды; их поглотительная способность 20—40 м·экв на 100 г.

### **Гумус — коллоидные высокомолекулярные органические вещества**

Гумус образуется в результате микробиологического разложения растительных остатков и количество его в почвах может достигать 20%. Поверхностные и подземные воды также содержат гумусовые вещества, находящиеся в них в виде коллоидного раствора или взвеси. Адсорбционная способность гумуса измеряется сотнями миллиэквивалентов на 100 г; так как гумус имеет отрицательный заряд, то он способен сорбировать катионы.

Н. М. Страхов и др. (1944) показали, что в реках Fe, Mn, P и редкие элементы мигрируют в основном в виде взвеси и частично сорбированные глинистыми минералами. Для рек Черноморского бассейна



Н. М. Страхов приводит следующие соотношения форм нахождения микроэлементов: ванадий мигрирует только в виде взвесей; хром, никель, бериллий, галлий, цинк также мигрируют преимущественно в виде взвесей, но в подчиненном количестве в состоянии истинных растворов; железо, марганец, фосфор, барий, медь, стронций мигрируют и во взвешенном, и в растворенном состоянии, причем роль растворенной формы растет от железа к стронцию.

К. Краускопф (1963) изучил факторы, контролирующие поведение  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Be$ ,  $Cd$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Hg$ ,  $Ag$ ,  $Sr$ ,  $Mo$ ,  $W$ ,  $V$  в морской воде. Основные его выводы следующие:

1. Концентрации не контролируются низкой растворимостью образовавшихся соединений с ионами, присутствующими в нормальной, насыщенной воздухом морской воде; другими словами, морская вода далека от насыщения любым из этих металлов.

2. Насыщенная воздухом морская вода недонасыщена относительно любого из тринадцати металлов даже в участках, где рН и температура наиболее отклоняются от средней.

3. Концентрации  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Hg$ ,  $Ag$ ,  $Sr$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $W$ ,  $V$ ,  $Mo$  не контролируются растворимостью их сульфидов, за исключением локальных восстановительных условий в воде, содержащей  $H_2S$ .

4. Адсорбция является возможным контролем для всех металлов, исключая  $V$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $W$  и  $Sr$ . Относительная эффективность адсорбции разных металлов приблизительно соответствует наблюдаемым скоростям удаления металлов из моря.

5.  $V$ ,  $Ni$  (возможно,  $Co$ ,  $W$ ,  $Mo$ ), по-видимому, в значительной степени контролируются органическими реакциями. Контроль  $Sr$  автор приписывает локальному восстановлению и осаждению в форме  $Sr(OH)_3$ .

6. Концентрация металлов в морской воде контролируется главным образом адсорбцией, затем органическими реакциями и осаждением в среде, богатой сероводородом.

К. Краускопф отмечает, что указанные закономерности, по-видимому, можно распространить и на остальные элементы центральной части периодической системы.

Таким образом, все элементы могли бы присутствовать в морской воде в больших количествах. Они удаляются из раствора в результате осаждения малорастворимых соединений, адсорбции, соосаждения, биологической деятельности. Некоторые ионы, приносимые речным стоком, вероятно, сразу же осаждаются в морской воде, вследствие резких отличий в их химическом составе.

Т. Нобуру и С. Тадаюши (Noburu, Tadayoshi, 1970) изучили влияние сорбционных процессов на осаждение металлов из морской воды. Ими были проведены эксперименты по сорбции  $Zn$  и  $Sr$  на монтмориллоните и каолините. Экспериментами доказано, что значительная часть цинка извлекается из морской воды сорбционным путем: для стронция этот фактор не играет существенной роли.

А. П. Виноградов (1967), рассматривая роль и значение коллоидов в океанической воде, указывает на образование пленок гидратов окиси железа и марганца на коллоидах. Благодаря ионообменным химическим гетерогенным реакциям коллоиды несут на себе сорбированные из океанической воды ионы. В зависимости от состава взвесей состав сорбируемых ионов различен. По-видимому, аналогичное явление имеет место и в озерных рассолах.

Донный ил также сорбирует галофобные элементы, причем чем меньше мощность жидкой фазы, тем меньший объем рапы приходится на  $1\text{ м}^2$  площади дна озера и соответственно тем интенсивнее происходит процесс сорбции галофобных элементов из озерного рассола.

Таким образом, сорбция является важным фактором, способствующим удалению галофобных элементов из морской воды. Можно счи-

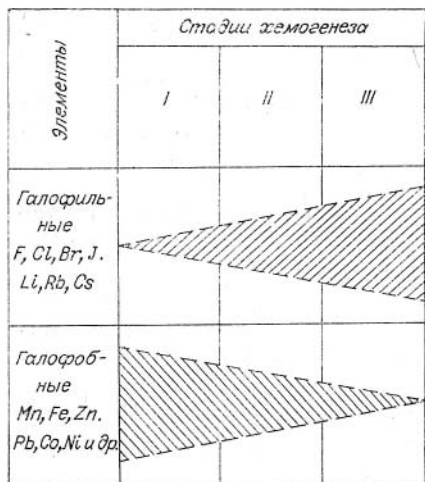


Рис. 1. Схема распределения галофобных элементов по стадиям хемогенеза.

I — карбонатная; II — сульфатная; III — хлоридная.

пы количество галофобных элементов.

Наш аналитический материал и литературные данные по геохимии галофобных микроэлементов в галогенезе и галогенных отложениях приводят к следующим геохимическим выводам:

1. Содержание галофобных элементов в рассоле по мере прогрессирующего осолонения солеродного бассейна неуклонно уменьшается (рис. 1).

2. Содержание этих элементов уменьшается в последовательно образующих твердую фазу хлоридах: галите, сильвине, карналлите, бишофите (Бойко, 1964).

На большом фактическом материале нами установлено, что содержание галофобных элементов в озерной соли выше, чем в рапе. Это позволяет предполагать, что коэффициент распределения галофобных элементов между твердой и жидкой фазами больше единицы и, как следствие, по мере прогрессирующего осолонения солеродного бассейна их содержание будет уменьшаться.

Очень важно было изучить поведение галофобных элементов именно в природных условиях — в озерном солеродном бассейне в зависимости от изменения концентрации солей в рассоле. Нами такое исследование проведено по рапе оз. Бурлинского. Пробы отбирались ежемесячно с марта по сентябрь 1973 г. включительно (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав рапы оз. Бурлинского, %

Номер проб	Дата отбора	Ca	Mg	K	Na	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Σ солей
1300-к	Март	0,035	0,81	0,003	8,8	15,33	0,88	0,033	25,9
1303-к	Апрель	0,035	0,75	0,003	7,71	13,24	1,18	0,035	23,0
1306-к	Май	0,035	0,76	0,003	9,35	15,6	1,47	0,033	27,3
1309-к	Июнь	0,035	0,89	0,003	9,22	15,71	1,56	0,037	27,5
1311-к	Июль	0,035	0,89	0,003	9,60	16,21	1,65	0,036	28,5
1328-к	Август	0,044	0,95	0,018	8,46	15,21	0,88	0,036	25,7
1331-к	Сентябрь	0,030	1,01	0,016	8,21	14,97	0,87	0,041	25,2

Зависимость содержания галофобных элементов от суммы солей

Номера проб	Дата отбора	Компоненты								
		Mn·10 <sup>-4</sup>	Ti·10 <sup>-5</sup>	V·10 <sup>-6</sup>	Cu·10 <sup>-5</sup>	Zn·10 <sup>-5</sup>	Co·10 <sup>-6</sup>	Mo·10 <sup>-7</sup>	Ag·10 <sup>-6</sup>	Σ солей
1300-к	Март	0,11	0,63	0,63	—	0,16	—	—	1,69	25,91
1303-к	Апрель	0,31	0,79	2,0	0,14	5,4	0,44	0,77	0,54	23,0
1309-к	Июнь	0,21	0,70	1,7	0,05	0,06	0,48	0,29	0,03	27,5
1311-к	Июль	0,24	0,78	2,0	0,05	0,21	0,43	0,26	0,004	28,5
1328-к	Август	0,30	1,20	3,1	—	1,4	0,54	2,4	0,06	25,7
1331-к	Сентябрь	0,47	1,10	3,0	—	1,3	0,51	1,1	0,07	25,2

Результаты приближенно-количественного спектрального анализа концентратов галофобных элементов и химического анализа основных компонентов приведены в табл. 3 и 4. На рис. 2 показана зависимость содержания галофобных элементов от изменения солености рассола\*.

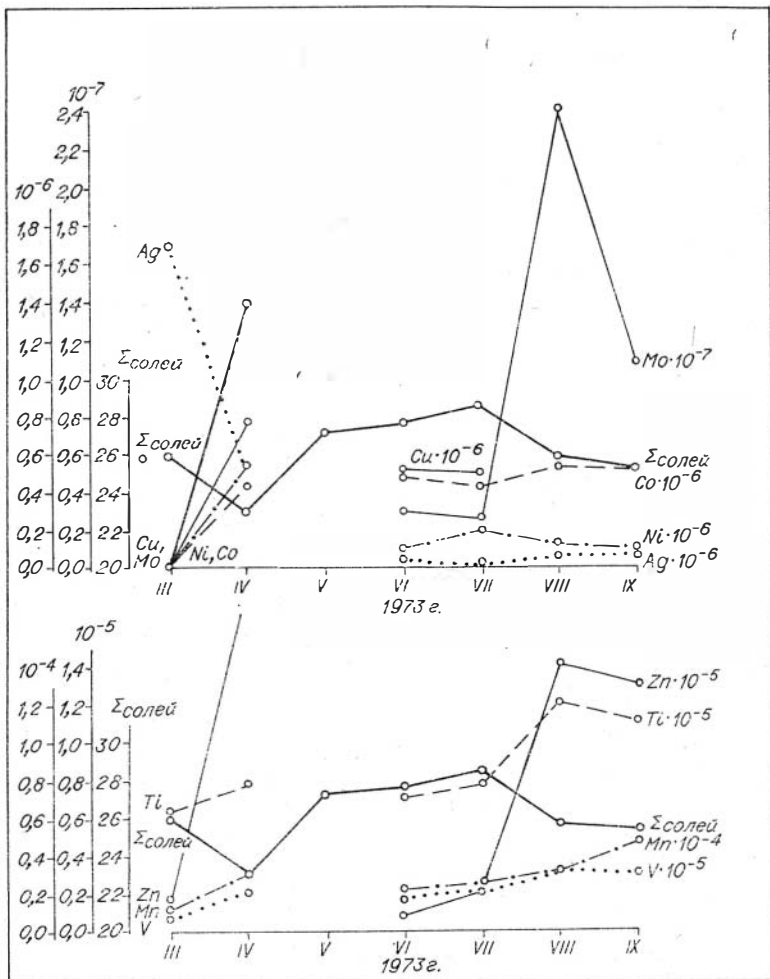


Рис. 2. Поведение галофобных элементов в рапе оз. Бурлинского.

\* К сожалению, не удалось получить концентрат сухого остатка рапы за май.

Из данных табл. 4 и рис. 2 следует, что содержание всех установленных галофобных элементов в большинстве проб находится в обратной зависимости от минерализации рассола. Для Fe, Mn, Mo, Co, Pb эта связь четкая, тогда как для V, Zn, Ti, Ni и Ag в отдельных пробах закономерность нарушена. На основе полученного материала уже сейчас можно довольно обоснованно говорить об объективно существующем закономерном уменьшении содержания галофобных элементов при увеличении солёности рассола.

Если в озерном бассейне отсутствует садка соли, то основным фактором удаления галофобных элементов из рассола остается сорбция. Отсюда важное следствие: в озере, находящемся в пустынной горной местности, где органический и глинистый материал попадает в рапу в ограниченном количестве, можно предполагать некоторое накопление галофобных элементов в рассоле. Доказательством этого являются результаты исследований С. Р. Крайнова (1966), показавшего, что содержание вольфрама в рассолах минерализованных щелочных озер горных областей Средней Азии прямо пропорционально минерализации.

В заключение следует подчеркнуть, что конкретное соотношение интенсивности факторов удаления галофобных элементов из рассола находится в сложной зависимости от физико-географической обстановки региона и физико-химических условий среды (внешние факторы миграции), а также от химических, энергетических и кристаллохимических характеристик элементов (внутренние факторы миграции).

## ЛИТЕРАТУРА

- Алешко-Ожевский Ю. В., Воронов А. Б., Коковина Г. М., Самойлов О. Я., Ястремский Г. С. Влияние кальция на миграцию брома в процессе метаморфизации подземных рассолов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 2, с. 121—128.
- Бойко Т. Ф. Редкие элементы в солях и соленосных отложениях.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1964. 687 с.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 215 с.
- Костенко И. Ф. К вопросу распределения редких щелочей в процессе галогенеза.— В кн.: Геология и гидрогеология месторождений поваренной соли, Артемовск, 1971, с. 45—52. (Труды ВНИИСоль, вып. 19 (27)).
- Костенко И. Ф. Возможная причина уменьшения бромхлорного коэффициента.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 4, с. 951—953.
- Костенко И. Ф. Распределение микроэлементов в разновидностях каменной соли Илецкого месторождения.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 443—445.
- Костенко И. Ф., Атсеев А. Е., Привалова Л. А., Пропет В. Х. Содержание меди, свинца, йода и фтора в поваренной соли. Экспресс-информация «Соляная промышленность», вып. 3, М., ЦНИИТЭИпищепром, 1972, с. 14—16.
- Костенко И. Ф., Колеватов Г. М. Микроэлементы каменной соли Аванского месторождения.— В кн.: Геология и гидрогеология месторождений поваренной соли, Артемовск, 1971. (Тр. ВНИИСоль, вып. 19 (27)).
- Крайнов С. Р. О накоплении и осаждении вольфрама при испарительной концентрации вод некоторых щелочных озер Средней Азии.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 904—907.
- Краускопф К. В. Факторы, контролирующие концентрацию тринадцати редких элементов в морской воде.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963, с. 334—335.
- Методическое руководство по определению микроэлементов в природных водах при поисках рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1961. 79 с.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968. 331 с.
- Рамм К. С., Френкель С. Я., Фокин О. С. О коллоидном растворении металлов в воде.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 6, с. 1388—1391.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Сендерова Р. Е. Железо, марганец, фосфор и некоторые малые элементы в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья.— «Докл. АН СССР», 1944, т. 43, № 6, с. 267—271.
- Спектральный анализ при поисках рудных месторождений. Л., «Недра», 1969. 294 с.
- Авт. Лонцих С. В., Недлер В. В., Райхбаум Я. Д. и др.
- T. Noburu, S. Tadayoschi. Contribution of sorption process to the precipitation mechanism of metal elements in sea water. I., "Umu, Mer", 1970, v. 8, N 3.

## О РОЛИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вопрос о постседиментационной переработке соляных отложений, о характере и механизме вторичных процессов является, пожалуй, наиболее дискуссионным. Многообразие вторичных явлений таково, что они не всегда поддаются генетической классификации, и в результате под общее понятие «вторичное изменение», не несущее по существу генетического содержания, попадают явления, обусловленные совершенно различными причинами. Это затрудняет сопоставление точек зрения разных исследователей и выработку согласованной теории постседиментационного развития калиеносных отложений.

Между тем к настоящему времени накоплен богатый фактический материал, в первую очередь по соляным месторождениям сульфатного типа, оценка и интерпретация которого с геохимических позиций во многом способствовала бы более четкому пониманию природы вторичных явлений.

Как неоднократно отмечал М. Г. Валяшко (1962), химическое превращение соляного осадка начинается уже в стадию раннего диагенеза и протекает, по существу, одновременно с седиментацией. Общая направленность процессов минералообразования на этой стадии обуславливается стремлением к установлению химического равновесия между выпавшими солями и донной рапой. Это находит свое отражение в замещении метастабильных минеральных ассоциаций стабильными (например, сильвина и сульфатов магния каинитом, гипса полигалитом и т. д.), а также в появлении новых минералов по мере изменения температуры донной рапы. Насколько сильно влияет температура на характер минеральных парагенезисов показывает диаграмма (рис. 1). Например, в интервале температур от 20 до 29°C с морской рапой в равновесии находятся сульфаты магния и каинит. При более высоких температурах возможно образование леонита, а выше 37° — образование лангбейнита. Таким образом, прогрев соляного осадка, пропитанного донной рапой, ведет к формированию высокотемпературных парагенезисов, которые либо замещают ранее выделившиеся соли, либо заполняют межкристальное пространство. Явления такого рода получили широкое распространение на наших Предкарпатских месторождениях, где раннедиагенетический каинит и лангбейнит являются породообразующими минералами (Ходькова, 1968), а также отмечаются на ряде участков других месторождений сульфатного типа, например, на месторождениях германского цехштейна (Elert, 1968; Майер, 1969; Борисенков, 1968).

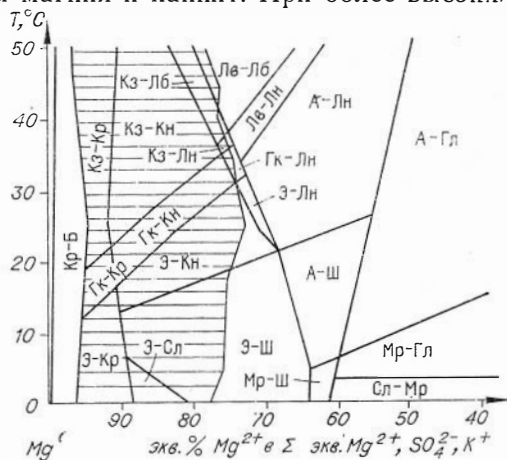


Рис. 1. Политерма участка поверхности совместного насыщения по галиту и калийно-магниевым солям в системе  $Mg^{2+}, K^+, Na^+ || SO_4^{2-} - Cl^- - H_2O$ .

Заштрихована область распространения точек состава морской воды на разных стадиях насыщения по калийно-магниевым солям. Б — бишофит, Кр — карналлит, Кн — каинит, Лн — леонит, Лв — левентит, Лб — лангбейнит, Сл — сильвин, Кз — кизерит, Гк — гексагидрид, Э — эпсомит, А — астраханит, Мр — мирабилит, Ш — шенит, Тн — тенардит, Гл — глазерит.

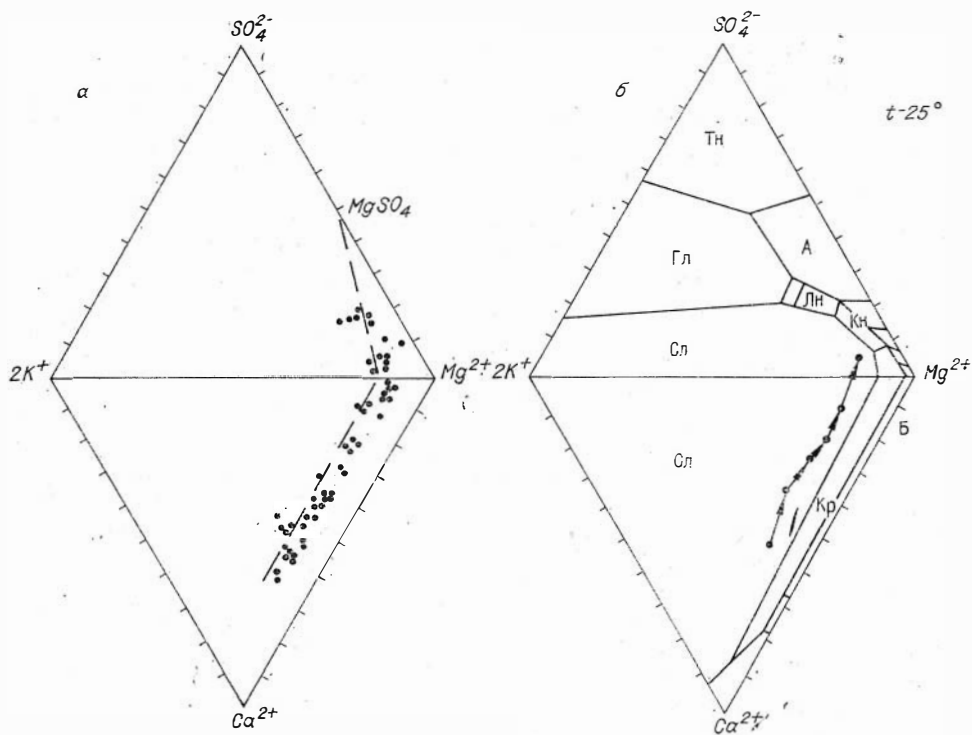


Рис. 2. Характер изменения состава природных захороненных растворов на месторождениях Предкарпатья в результате ионного обмена с вмещающими глинами (а) и экспериментальные данные по изменению состава метаморфизованных растворов в результате их взаимодействия с каинитом (б). Усл. обозн. см. на рис. 1.

Если роль раннедиагенетических процессов в формировании состава соляных отложений получила в настоящее время широкое признание, а подход к оценке связанных с ними явлений становится все более дифференцированным, то этого нельзя сказать о процессах, протекающих в погребенной залежи. Их рассмотрение сводится зачастую к установлению факторов выщелачивания калийных пластов агрессивными растворами. Между тем работами, проводимыми сотрудниками кафедры геохимии МГУ на Предкарпатских месторождениях (Богашова и др., 1971; Валяшко и др., 1972, 1973; Борисенков, 1973), показано, что и в условиях погребенной залежи возможно взаимодействие солей с материнской рапой, выступающей в данном случае в качестве захороненного седиментационного рассола.

Установлено, что захороненная рапа при литификации соляного осадка отжимается в сопутствующие глинистые отложения. При этом в результате ионного обмена с кальцийсодержащими глинами она может метаморфизоваться вплоть до превращения в хлоркальциевые рассолы (рис. 2, а). Впоследствии на границе соль — глина рапа может вступить во взаимодействие с солью как в неизменном, так и в метаморфизованном виде.

Реакции, в которых участвует неметаморфизованная рапа, протекают, как правило, в результате изменения температуры в системе соль — материнский раствор. На Предкарпатских месторождениях это нашло свое отражение в замещении лангбейнита вдоль глинистых прослоев каинитом и леонитом, а каинита — шенитом и эпсомитом. Если мы вновь обратимся к рис. 1, то увидим, что подобная последовательность замещения отвечает общему понижению температуры в системе.

Взаимодействие метаморфизованной рапы с химически неравновесными по отношению к ней сульфатными солями (лангбейнитом, каинитом, кизеритом) происходит при любой температуре. При этом за счет сульфата растворяющейся соли и кальция, находящегося в растворе, формируется гипс. Рапа, таким образом, обедняется кальцием, ее состав стремится к равновесному с сульфатными солями (см. рис. 2, б). Происходит, по существу, обратная метаморфизация: рассол хлоридного типа переходит в сульфатный. В зависимости от исходного соотношения твердых и жидкой фаз этот процесс может прерваться на любой стадии. Поскольку точка состава жидкой фазы находится на диаграмме в поле хлористого калия, то в ходе процесса, помимо гипса, кристаллизуется сильвин. При определенных условиях возможна кристаллизация карналлита. Можно также показать, что если растворяется лангбейнит, то по нему последовательно развиваются: сульфаты магния, каинит, сильвин (карналлит) с гипсом, гипс.

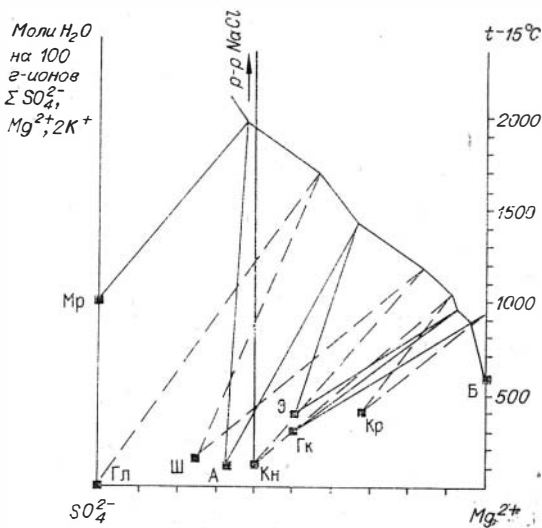


Рис. 3. Водная проекция поверхности совместного насыщения по галиту и калийно-магниевым солям в системе  $Mg^{2+}, K^+, Na^+ || SO_4^{2-}, Cl^- - H_2O$ . Усл. обозн. см. на рис. 1.

Зоны вторичной минерализации, которые и по характеру минералов, и по приуроченности к глинистым горизонтам могут быть, на наш взгляд, результатом переработки калийной залежи погребенными материнскими растворами, характерны не только для Предкарпатских месторождений. Аналогичные явления описаны немецкими исследователями для соленосных отложений цехштейна (Майер, 1969; Elert, 1968; Scyfarth, 1969; Moetzing, 1968). В частности, обращают на себя внимание мощные зоны измененной лангбейнитовой породы в кровле пласта Стассфурт (Moetzing, 1968). Характерная последовательность в замещении лангбейнита (сначала кизеритом, затем каинитом, сильвином с ангидритом, галитом с ангидритом) заставляет предположить, что не последнюю роль здесь сыграли хлоркальциевые рассолы, источником которых явилась серая глина, перекрывающая пласт Стассфурт.

Рассмотренные до сих пор процессы вторичного минералообразования объединяет одна общая черта: все они протекают при участии материнской рапы калийно-магниевых солей или ее производных. Им противостоит группа процессов, протекающих под влиянием посторонних растворов, проникших в калиеносные отложения. Растворы эти, как правило, слабоминерализованные, проникая в соляные отложения, насыщаются галитом. В результате на калийные соли воздействуют практически растворы хлористого натрия (рис. 3). На рис. 3 видно, что по мере введения в систему все новых порций раствора, т. е. по мере перемещения точки состава системы от полюса каинита вертикально вверх, по каиниту последовательно развиваются: шенит и эпсомит, шенит и астраханит, глазерит и астраханит, глазерит. В ряде случаев, при последовательном промывании породы растворами, возможно образование мирабилита. Получается набор минералов, характерный для зон выщелачивания сульфатных калийно-магниевых солей.

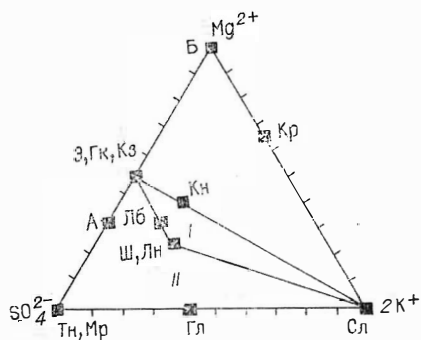


Рис. 4. Области распространения точек состава пород, измененных в результате процессов первой (I) и второй (II) группы. Усл. обозн. см. на рис. 1.

минеральных фаз. Фигуративные точки состава пород на диаграмме  $SO_4^{2-} - Mg^{2+} - 2K^+$  (рис. 4) остаются в области, ограниченной полюсами минералов, которые при определенных температурных условиях могут находиться в равновесии с рапой морского происхождения.

Процессы второй группы сопровождаются последовательным выщелачиванием породы, выносом из нее Mg и K. В результате формируются вторичные минералы со все уменьшающейся долей Mg и K (шенит, астраханит, глазерит), а затем минералы, не содержащие этих элементов (мирабилит, тенардит). Точки состава породы смещаются на диаграмме (см. рис. 4) в область, ограниченную полюсами этих солей. В конце концов порода разрушается полностью.

Приведенная классификация имеет, конечно, самый общий вид и нуждается в дальнейшей детализации. Однако очевидно, что выделение из общей массы и противопоставление друг другу вторичных процессов, являющихся следствием естественного развития соляных отложений, и вторичных процессов, ведущих к разрушению этих отложений, совершенно необходимо. Уже сейчас это позволяет разработать геохимические критерии для диагностики на калийных рудниках зон, опасных в отношении прорыва агрессивных вод (Борисенков, 1973), что имеет большое практическое значение. В дальнейшем, по мере углубления наших представлений о природе постседиментационных процессов минералообразования, появится возможность оценить долю каждого из них в развитии или разрушении соляного месторождения на каждом из этапов его геологической истории и вскрыть, таким образом, общие закономерности формирования современного состава продуктивных калиеносных толщ.

## ЛИТЕРАТУРА

Богашова Л. Г., Валяшко М. Г., Садыков Л. З. Поровые растворы глинистых пород Стебникского месторождения калийных солей. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 165—173.

Борисенков В. И. Некоторые данные по минералогии и петрографии пород зон разубоживания калийного пласта Гессен серии Верра (ГДР). — «Вестник МГУ. Серия геол.», 1968, № 3, с. 114—119.

Борисенков В. И. Зоны вторичной минерализации на Стебникском калийном месторождении и возможность выделения среди них участков, опасных для рудника. — «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 4, с. 115—124.

Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 396 с.

Таким образом, рассмотренные процессы в генетическом плане можно подразделить на две группы: 1) протекающие при участии материнской рапы калийно-магниевых солей или ее производных; 2) протекающие при участии слабоминерализованных растворов или растворов, насыщенных только по хлористому натрию и генетически не связанных с калийно-магниевыми солями.

Характерной особенностью процессов первой группы является то, что они не сопровождаются значительным выносом компонентов из породы. Происходит только перераспределение компонентов с образованием новых



Валяшко М. Г., Борисенков В. И., Волкова Н. Н. О постседиментационном изменении пород соляной залежи под воздействием погребенных материнских растворов.— «Геохимия», 1972, № 10, с. 1278—1286.

Валяшко М. Г., Борисенков В. И., Волкова Н. Н. Экспериментальное изучение взаимодействия хлоркальциевых рассолов с сульфатными солями галогенных отложений.— «Геохимия», 1973, № 8, с. 1220—1228.

Майер Р. Петрографическая дифференциация в калийном пласте Стассфурт немецкого цехштейна и ее причины.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1969, № 4, с. 71—75.

Ходькова С. В. Лангбейнит Предкарпатья и его парагенезисы (на примере Стебникского месторождения).— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 6, с. 73—85.

Eiert K. H. Erscheinungsformen sekundärer Sulfatminerale im Kalifloez "Stassfurt".— "Bergakademie", 1968, H. 3, S. 447—454.

Moetzing R. Auftreten und Bedeutung von Pseudomorphosen nach Langbeinit im Kalilager "Floetz Stassfurt".— "Bergakademie", 1968, H. 6, S. 324—328.

Seyfart H. H. Umbildungsvorgänge im Stassfurtkalilager.— "Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss; Serie B", 1969, B. 14, H. 1, S. 25—30.

*Е. П. СЛИВКО, О. И. ПЕТРИЧЕНКО*

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СОЛЕННЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНЫ**

В связи с важностью поисков калийных солей среди галогенных отложений возникает необходимость изучения особенностей процесса солеобразования в древних эвапоритовых бассейнах, существовавших на территории Украины, а также восстановления характера всех последующих процессов, которые наложили свой отпечаток на первозданную соляную породу и сформировали ее современный облик.

Изучением состава растворов древних солеродных бассейнов занимались многие исследователи (Н. С. Курнаков, В. И. Николаев, С. Ф. Жемчужный, Г. Г. Уразов, Ю. В. Морачевский, А. Е. Рыковсков, М. Г. Валяшко и др.), разработавшие графический метод, который дает возможность по физико-химическим законам восстановить условия формирования соляных месторождений. Надо отметить, что исследователей интересовал в первую очередь вопрос расшифровки условий образования в основном калийных залежей, поэтому сведений о составе рапы древних солеродных бассейнов, садка солей в которых прекратилась на стадии галита, имеется очень мало.

Мы попытались получить такие сведения при геохимическом изучении залежей каменной соли разного возраста: девонского (Днепровско-Донецкая впадина), пермского (Донбасс и Днепровско-Донецкая впадина), миоценового (Закарпатье и Предкарпатье). В своих исследованиях мы применяли главным образом метод изучения различных включений в галите, поскольку именно он выпадает из раствора на протяжении всего периода кристаллизации остальных соляных минералов и может характеризовать любой этап жизни галогенной породы. Частично изучались включения и в некоторых других минералах соляных залежей — ангидрите, сильвине, лангбейните, карналлите.

В результате всестороннего исследования индивидуальных включений в седиментационном галите получены данные о химическом типе и составе исходной рапы каждого из изучавшихся солеродных бассейнов, установлена стадия осолонения, на которой тот или иной бассейн прекратил свое существование. Прослежено геохимическое поведение калия в соленосных отложениях, начиная с момента садки галита, и сделана попытка оценить перспективы калиеносности некоторых районов развития соленосных толщ. Изучались также включения в диагне-

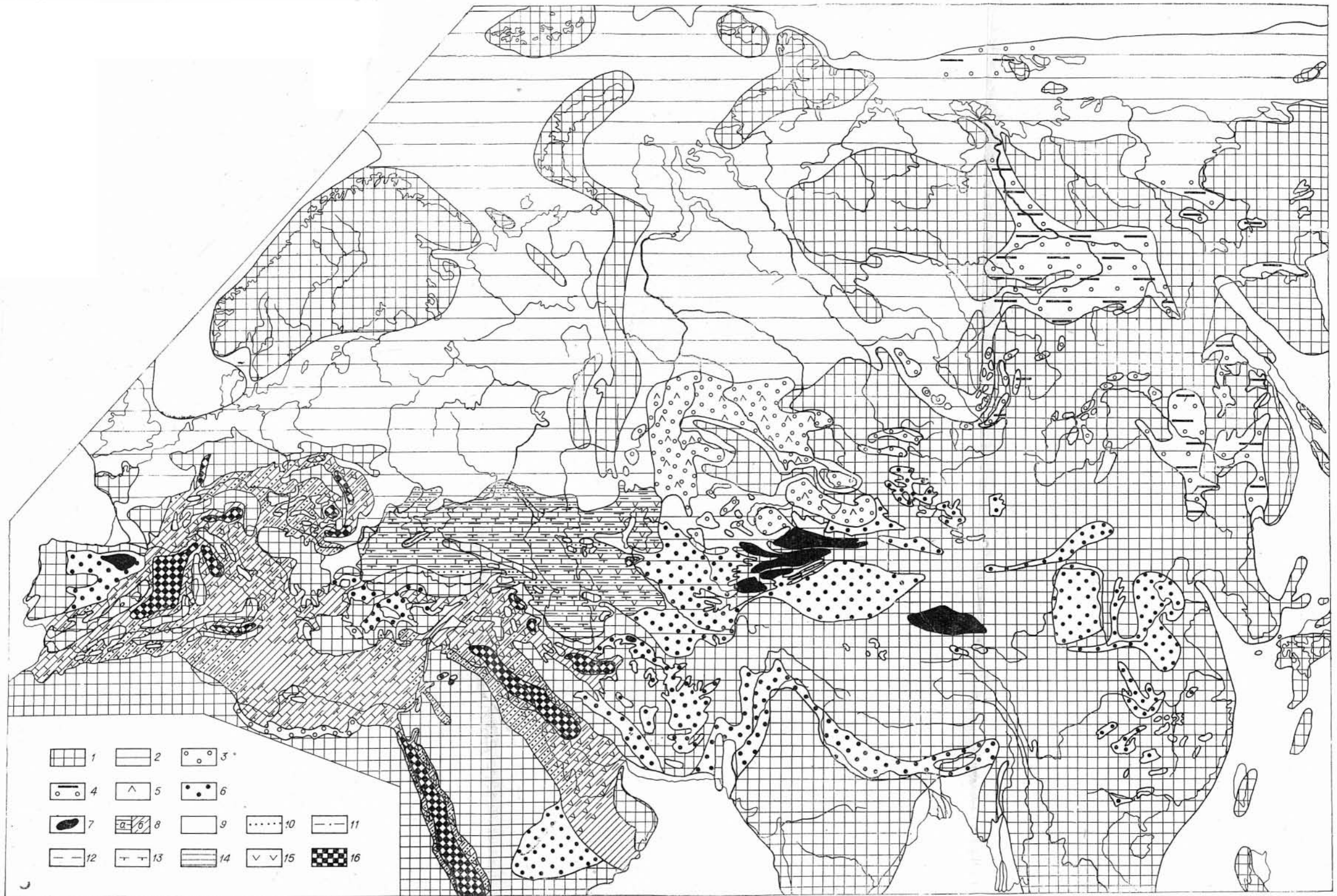


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая схема Евразии (неогеновый период). Составил В. В. Благовидов.

1 — области размыва; 2 — низкая суша; 3—7 континентальные бассейны, в которых формировались отложения: 3 — сероцветные терригенные, 4 — сероцветные терригенные и угленосные, 5 — сероцветные терригенные и гипсоносные, 6 — красцветные терригенные и гипсоносные, 7 — терригенные и соленосные; 8 — внутриконтинентальные морские бассейны, опресненные водами суши (а) и неопресненные (б); 9 — бассейны открытого моря и океанические; 10—16 — состав отложений морских бассейнов: 10 — песчаники, 11 — алевриты, 12 — аргиллиты, 13 — мергели, 14 — известняки, 15 — гипсы и ангидриты, 16 — соленосные отложения.

нетически перекристаллизованном галите и в переотложенных его разностях.

Применение термобарометрического метода позволило получить данные о давлении внутри включений, о температуре гомогенизации многофазовых включений. Определялись Eh- и рН-параметры среды отдельных включений, содержание в них таких микроэлементов, как Вг, В, Li, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Cu, Sr, состав газов; изучались твердые включения (аутигенные минералы) в солях, причем установлена прямая связь их с составом вод солеродных бассейнов.

Детальное описание методики исследования включений в соляных минералах приведено в работе О. И. Петриченко (1973). Здесь же мы только подчеркнем, что для определения химического состава растворов индивидуальных включений применялся ультрамикрoанализ, позволяющий в объеме меньше 0,001 мм<sup>3</sup> определять количественно K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, Вг<sup>+</sup>, качественно Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, В.

Остановимся вкратце на характеристике полученных результатов.

**Девон** (Днепровско-Донецкая впадина). О составе рапы девонского солеродного бассейна дает возможность судить химический состав индивидуальных включений в галите (Петриченко, Сливко, 1971). Рапа этого бассейна относилась к хлоридному типу хлоркальциевого состава. Характерной ее особенностью было высокое содержание кальция (40,0—90,0 г/л) и необычно низкое количество калия (1,1—2,4 г/л). Содержание магния составляло в среднем 23,3 г/л, что практически не отличается от его содержания в рапе современных усыхающих озер (Валяшко, 1962); ион SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> не обнаружен.

Поскольку существует мнение, что солеродный бассейн Днепровско-Донецкой впадины соединялся с бассейном Припятского прогиба, было интересно изучить включение в седиментационном галите из белорусских месторождений (Старобинское и Петриковское). Сравнение результатов показало, что девонский эвапоритовый бассейн этого региона характеризовался также хлоридным составом рапы, но соотношение основных компонентов было несколько иным: здесь отмечено высокое содержание К (20—40 г/л) и несколько пониженное количество Са (20—60 г/л); содержание Mg было таким же, как в водах бассейна Днепровско-Донецкой впадины. Процесс минералообразования происходил в слабoкислых окислительных условиях среды (рН—5,4—5,8; Eh—60—120 мВ). Отложение соли шло при температуре не выше 45° и нормальном давлении.

Во время формирования девонских соляных штоков под действием процессов метаморфизма произошла перекристаллизация каменной соли, сопровождавшаяся повышением температуры (70—120° и выше) и давления (80—200 атм и выше). Состав растворов, включенных в галите, свидетельствует о поступлении в толщу солей флюидов хлоркальций-магниевого состава, обогащенных Со, Sr, Ni, Ti. Зафиксированы такие колебания содержаний основных компонентов в растворах (г/л): К — от 0,5 до 13,0; Mg<sup>2+</sup> — от 5,8 до 34,0; Са<sup>2+</sup> — от 24,0 до 90,0; SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> не обнаружен. Почти всегда присутствуют Fe<sup>2+</sup> и Вг<sup>+</sup>.

Сделана попытка использовать содержание Вг во включениях в качестве индикатора условий кристаллизации соли. Проанализировано на Вг около 100 проб галита и включений в нем из каменной соли ряда штоков (Солоница, Каплинцы, Ромны, Машевка, Верхнеланная). В галите отношение Вг : Cl оказалось равным 0,04—0,11, а во включениях растворов в нем — 1,5—3,9, т. е. в период перекристаллизации галита произошла концентрация Вг<sup>+</sup> в растворах включений. Содержание Cl<sup>-</sup> в этих растворах увеличилось почти в 40 раз.

**Нижняя пермь** (Донбасс, Днепровско-Донецкая впадина). Рапа раннепермского бассейна относилась к сульфатному типу с несколько

повышенным содержанием К и Mg по сравнению с водами современных усыхающих озер морского происхождения. Солеобразование происходило при pH—4,7—6,3, Eh—от 50 до 260 мВ. Содержание калия изменялось в зависимости от стадии осолонения от 4—5 до 35 г/л, среднее его содержание составляло около 18 г/л, т. е. было близко к точке насыщения растворов солями этого элемента. Следует отметить, что приведенные данные подтверждаются фактом обнаружения в последние годы калийных солей среди отложений славянской и краматорской свит донецкой перми (Галогенные формации..., 1968).

В растворах включений седиментационного галита определены Br, I, B, Sr, Fe<sup>+</sup>, Mn в количествах, соответствующих их содержанию в рапе современных эвапоритовых бассейнов. Несколько повышено содержание Sr. По содержанию брома рассчитано отношение  $\frac{Br \cdot 1000}{Cl}$ , оказавшееся равным 9,3. Эта величина приближается к значению бром-хлорного коэффициента для рапы современных морских эвапоритовых бассейнов.

Процессы метаморфизма пермских солей привели к десульфатизации растворов, снижению pH (до 4,3—5,6) и Eh (—10 и —210 мВ) среды, повышению температуры до 80—110°C и давления до 15—35 атм. Наиболее глубокий метаморфизм пермская соль претерпела в приконтактовой зоне с девонскими соляными штоками (Днепровско-Донецкая впадина).

**Миоцен** (Закарпатье). Изучался галит из Солотвинского месторождения каменной соли. Рапа миоценового солеродного бассейна относилась к сульфатному типу (Петриченко и др., 1973) и по составу была близка к растворам современных морских эвапоритовых бассейнов. Садка солей в бассейне прекратилась на стадии, предшествовавшей началу выпадения калийных солей. Свидетельством этого является наличие калия в количестве 18,5 г/л, т. е. совсем незначительного ниже расчетного, необходимого для того, чтобы в бассейне началась садка калийных солей.

Кристаллизация галита происходила при pH—5,3—4,5 и давлении, близком к нормальному. Наличие только однофазовых жидких включений в седиментационном галите является показателем того, что температура его образования была ниже 45°. Процесс перекристаллизации первичного галита привел к некоторому изменению состава растворов включений: уменьшилось содержание K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Са обнаружен только в растворах некоторых включений из переотложенного галита (до 43 г/л). Существует обратная зависимость между содержанием Са<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>: присутствие SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> отмечается лишь тогда, когда в растворе нет Са<sup>2+</sup> и наоборот. Перекристаллизация галита происходила при несколько повышенном давлении, о чем свидетельствует факт «вскипания» включений при их вскрытии.

Катагенетические процессы, имевшие место в соляной толще, сопровождалась подтоком циркулирующих здесь растворов, способствующих растворению и переотложению каменной соли с образованием линз и прожилков, выполненных крупными кристаллами галита. Растворы имели хлоркальциевый состав: содержание калия значительно уменьшилось, а ион SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> иногда отсутствовал совсем. Величина pH этих растворов существенно не изменилась по сравнению с условиями отложения первичного галита, а Eh составляло от —160 до —260 мВ.

**Верхний тортон** (Предкарпатье). Изучение показало, что исходная рапа позднеортонского солеродного бассейна относилась к сульфатному типу. Содержание основных компонентов в течение всего времени существования бассейна находилось в таких пределах (г/л): K<sup>+</sup> = 5—26; Mg<sup>2+</sup> = 10—45; SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> = 11—55; Cl<sup>-</sup> = 160—220; Br<sup>-</sup> = 0,5—1,5. Соотношение K<sup>+</sup>—Mg<sup>2+</sup>—SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в растворах включений состав-

ляло (в индексах):  $2K^+ = 9,5$ ;  $Mg^{2+} = 68,6$ ;  $SO_4^{2-} = 21,4$ , что в среднем приближается к содержанию этих компонентов в рапе современных эвапоритов морского генезиса. Среда соленакопления была нейтральной ( $pH = 5,7-6,4$ ), окислительной ( $Eh = 370-440$  мВ).

В период диагенеза осадков минералообразующие растворы в некоторых случаях были метаморфизованы в прямом направлении, однако их общая концентрация несущественно отличалась от концентрации рапы солеродного бассейна. Минералообразование в условиях осадка происходило при температуре не выше  $45^\circ$ ,  $pH = 5,1-5,7$ ,  $Eh = 70-140$  мВ. Первостепенную роль в перекристаллизации первично-осадочных минералов сыграли процессы динамометаморфизма.

**Гельвет** (Предкарпатье). Гельветские калиеносные отложения сформировались в результате испарения рапы сульфатного типа. Во время садки калийно-магниевых солей содержание породообразующих компонентов достигало максимальной величины (г/л):  $K^+ > 45$ ,  $Mg^{2+} > 80$ ,  $SO_4^{2-} > 70$ ,  $Cl^- > 120$ . Преобразовывался осадок при несколько повышенной температуре (до  $50^\circ C$ ) и давлении (до 10 атм). Химический состав захороненных растворов при этом не отличался от состава исходной рапы солеродного бассейна.

Проведенные исследования дают основание с большой долей вероятности утверждать, что основной химический состав рапы древних солеродных бассейнов, существовавших на территории Украины, контролировался притоком вод морского генезиса.

Сгущение рапы осуществлялось путем поверхностного испарения при температуре ниже  $45^\circ C$ . Процесс седиментации происходил при таких же значениях параметров ( $t$ ,  $pH$ ,  $Eh$ ), которые характерны и для современных соляных озер.

Своеобразный состав (низкое содержание  $SO_4^{2-}$  и высокое содержание  $Ca^{2+}$ ) растворов включений в девонской каменной соли Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба свидетельствует о специфическом составе вод девонского моря.

В заключение необходимо подчеркнуть, что на основании определения содержания  $K$  во включениях галита оказалось возможным использовать его в качестве геохимического признака на калийные соли. Установлено закономерное увеличение количества этого элемента в растворах включений (от минимальных до 25,0 г/л и выше) галита по мере приближения к калийным породам (Днепровско-Донецкая впадина, Ромны, Донбасс, Предкарпатье). Анализ химического состава включений в галите позволяет выявить геохимические критерии расчленения и корреляции отдельных толщ каменной соли (например, девона и перми Днепровско-Донецкой впадины).

## ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 396 с.

Галогенные формации Северо-Западного Донбаса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность. М., «Недра», 1968. 239 с.

Курнаков Н. А., Николаев В. И. Солнечное испарение морской воды и озерных рассолов.— «Изв. сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР», 1938, т. 10.

Петриченко О. И. Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ, «Наукова думка», 1973. 92 с.

Петриченко О. И., Сливко Е. П. Физико-химические условия формирования галогенных образований Украины по данным изучения включений в галите.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. II. М., 1971, с. 847—848.

Петриченко О. И., Сливко Е. П., Шайдецька В. С. О составе рапы древних солеродных бассейнов на территории Украины.— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 73—77.

Петриченко О. И., Сливко Е. П., Шайдецька В. С. Геохімічні особливості утворення соленосності товщі Солотвинської западини (Закарпаття).— «Геологія геохімія горючих копалин», 1973, вип. 35, с. 37—41.

## ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ МЕТОДАМИ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В последние годы все чаще для исследования условий соленакопления применяют методы моделирования, так как они наряду с качественной оценкой позволяют в определенной степени количественно оценить этот процесс. Получение количественных показателей динамики развития эвапоритового бассейна наиболее успешно решается путем расчета материального баланса водосоляной системы в условиях постоянного удаления воды (испарения) и добавления (приток) новых порций исходного раствора (морской воды). К числу таких исследований относятся работы Л. И. Бриггса и Г. Н. Поллака (1972), Б. М. Валяева (1970), В. И. Копнина (1969), В. И. Копнина и В. Я. Россомахина (1970) и др.

Исследование условий развития эвапоритового бассейна на подготовительных стадиях и в период садки галита до начала кристаллизации калийных солей проводилось путем расчета материального баланса на основании экспериментальных коэффициентов выхода солей в осадок и испарения воды при определенных концентрациях солей в растворе. Применение усредненных коэффициентов оправдывается тем, что состав раствора при нанесении его на диаграмму устойчиво находится в поле кристаллизации галита, и небольшие изменения состава раствора существенно не влияют на положение фигуративной точки на диаграмме.

Иное положение наблюдается при расчете материального баланса соляной равновесной системы, твердая фаза которой состоит из галита и сильвина. В этих условиях усредненные коэффициенты количества образующегося осадка при данной солёности раствора нельзя использовать, так как небольшие отклонения химического состава приводят к перемещению фигуративной точки состава раствора из одного поля диаграммы в другое. Поэтому моделирование условий калиенакопления целесообразнее проводить методом графических расчетов соляных систем, т. е. распространенным методом расчета галургических процессов (Викторов, 1954; Кашкаров, 1960).

Ниже излагается опыт моделирования условий развития эвапоритового бассейна, условий соленакопления и калиенакопления обоими способами.

### Моделирование условий развития морского эвапоритового бассейна и процессов метаморфизации морской воды

В качестве динамической модели развития эвапоритового бассейна принимается равновесная система, в которой объем испарившейся воды компенсируется таким же объемом исходного раствора. Процесс метаморфизации морской воды протекает одновременно с развитием эвапоритового бассейна. Следовательно, эвапоритовый бассейн представляет собой систему, в которую поступают морские воды сульфатного типа и континентальные воды карбонатно-кальциевого типа, содержащие тонкодисперсную глинистую взвесь. Количество испарившейся воды равно суммарному притоку морских и континентальных вод. Водно-соляной баланс системы выразится уравнением

$$Q = \sum_{i=1}^9 P_i - h - \sum_{i=1}^3 O_i + \sum_{i=1}^9 m_i + \sum_{i=1}^3 l_i, \quad (1)$$

где  $P_{1-9}$  — массы компонентов раствора соответственно  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{NaBr}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  до начала акта испарения;

$h$  — масса испарившейся воды;

$O_{1-3}$  — массы образующегося осадка соответственно  $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{NaCl}$ ;

$m_{1-9}$  — массы компонентов исходного раствора те же, что и  $P_{1-9}$ ;

$l_{1-3}$  — массы компонентов в поверхностных водах соответственно  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{T. Ф.}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ .

Сущность расчета состоит в том, что из исходного раствора вычитается количество испарившейся воды за один испарительный сезон и рассчитывается количество осадка, который образуется при данной концентрации раствора (табл. 1). Затем в систему вводится новая порция исходного раствора в объеме, равном объему испарившейся воды, и вычисляется состав получаемого раствора. Концентрация солей в растворе после каждой расчетооперации испарение — выпадение осадка — долив увеличивается.

Масса испарившейся воды ( $h$ )

$$h = r \cdot d \cdot k, \quad (2)$$

где  $k$  — коэффициент испарения, зависящий от концентрации раствора (см. табл. 1),  $d$  — удельный вес воды, равный 1,  $r$  — количество испарившейся воды за один испарительный сезон, принимаемое согласно условию за 1000 мм/год.

Одним из важных критериев, контролирующих соленакопление, является степень изолированности бассейна (Валяев, 1970) или коэффициент водообмена ( $\alpha$ ), под которым понимается отношение объема стока ( $V_c$ ) к объему компенсационного притока ( $V_{п.к.}$ )

$$\alpha = V_c / V_{п.к.} \quad (3)$$

Коэффициент водообмена меняется от 1 до 0. Однако при использовании коэффициента водообмена необходимо учитывать, что, исходя из условия равновесного состояния водного баланса, приток вод в бассейн раскладывается на две составляющие: первая — приток вод, компенсирующий испарение, и приток вод, равный объему стока ( $V_{п.к.}$ ). В таком случае водный баланс выразится уравнением

$$V = V_{п.к.} - V_c \cdot k + V_{п.к.} \cdot k. \quad (4)$$

Количество осадка, образующегося в определенных интервалах

Т а б л и ц а 1

Зависимость испарения от концентрации раствора и коэффициенты выхода солей в осадок

Зависимость испарения от концентрации раствора		Коэффициенты выхода солей в осадок					
		$\text{CaCO}_3$		$\text{CaSO}_4$		$\text{NaCl}$	
концентрация раствора, %	коэффициент испарения, $k$	концентрация раствора, %	коэффициент $a$	концентрация раствора, %	коэффициент $e$	концентрация раствора, %	коэффициент $c$
0—5	1,0	<13	0,95	<13	0	<26	0
5—10	0,95	$\geq 13$	0	13—14	0,22	26—27	0,47
10—15	0,89			14—16	0,50	27—28	0,67
15—20	0,81			16—18	0,64	28—29	0,75
20—25	0,71			18—20	0,75	29—30	0,88
25—30	0,53			20—22	0,85	30—32	0,91
30—35	0,32			22—24	0,90	>32	0,96
				>24	0,95		

концентрации, определяется из уравнений:

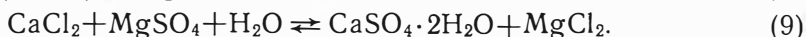
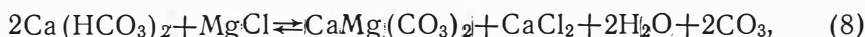
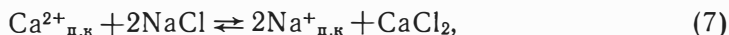
$$O = P_1 \cdot a + P_2 \cdot b + P_3 \cdot c, \quad (5)$$

$$O = P_1/V \cdot a + P_2/V \cdot b + P_3/V \cdot c, \quad (6)$$

где  $a$ ,  $b$ ,  $c$  — коэффициенты выхода солей в осадок, являющиеся функцией от концентрации солей в растворе (см. табл. 1),  $V$  — объем раствора.

Различия между уравнениями (5) и (6) при небольших объемах раствора являются существенными только для третьего члена ( $P_3$ ), так как количество хлористого натрия в системе в десятки и сотни раз больше членов  $P_2$  и  $P_1$ .

Количество метаморфогенного осадка определяется из следующих реакций (Страхов, 1962):



Реакция (7) протекает на всех стадиях, а реакции (8) и (9) в связи с зависимостью активности метаморфизации от солености раствора (Валяшко, 1962; Страхов, 1962) протекают на сульфатной стадии (концентрация солей в растворе от 13 до 26%) и хлоридной (26—34%). Таким образом, общее количество осадка составит

$$O = (P_1/V \cdot a + M_1) + (P_2/V \cdot b + M_2) + (P_3/V \cdot c) + T, \quad (10)$$

где  $M_{1-3}$  — массы метаморфогенных осадков  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  и  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ;  $T$  — масса глинистого осадка.

На основании приведенных зависимостей было составлено два алгоритма: один — для моделирования условий развития морского эвапоритового бассейна и другой — для процесса метаморфизации морской воды в эвапоритовых бассейнах. При изучении процесса метаморфизации взято отношение морских и континентальных вод, равное 7:3. Все расчеты выполнены на ЭВМ в Пермском государственном университете. Всего рассчитано 12 задач, каждая из которых состоит из нескольких вариантов.

Примечательной особенностью проведенных исследований является то, что на границе сульфатной и хлоридной стадий наблюдается нарушение плавного хода процесса. Так, при сохранении равновесия между притоком и испарением система не достигает хлоридной стадии и процесс поступательного сгущения раствора стабилизируется (рис. 1). Для того чтобы получить плавный переход от одной стадии к другой без какой-либо остановки сгущения на границе стадий, было введено уменьшение доли исходного раствора в систему на хлоридной стадии. В результате получено, что непрерывный переход от одной стадии к другой происходит при коэффициенте уменьшения водопритока ( $\lambda$ ) 0,8 и менее. При этом наблюдается хорошая сходимость расчетных и экспериментальных данных. Также нормальное развитие процесса при равновесном состоянии притока и испарения ( $\lambda=1$ ) наблюдается при концентрации солей в растворе свыше 16,5%.

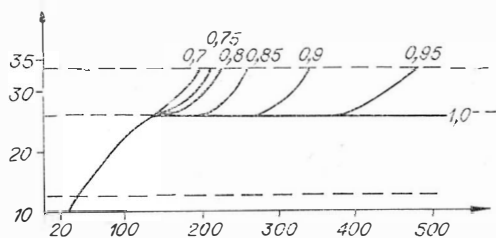


Рис. 1. Развитие водно-соляной системы при различных соотношениях водопритока и испарения на хлоридной стадии процесса. По оси абсцисс — количество операций (испарительные сезоны), по оси ординат — концентрация солей в растворе. Цифрами обозначены коэффициенты водопритока.



Таким образом, из проведенных расчетов вытекают два следствия.

1. Развитие эвапоритового бассейна, питающегося водами с низкой концентрацией солей, происходит только в течение подготовительных стадий, в конце которых процесс приостанавливается на каком-то одном уровне. Для того чтобы развитие бассейна могло достигнуть конца эвапоритового цикла, необходимо предполагать нарушение условий равновесия водного баланса. Испарение должно превышать приток слабосоленых морских вод, и в этих условиях бассейн становится экстранизолированным с односторонним подтоком вод по типу залива Кара-Богаз-Гол.

2. Эвапоритовые бассейны, питающиеся водами, насыщенными по сульфату кальция и имеющими соленость не ниже 16,5%, при благоприятных условиях развиваются в течение всего эвапоритового цикла. Иначе говоря, при равновесном состоянии водного режима бассейн претерпевает полное эвапоритовое развитие только при условии питания его предварительно сгущенными морскими водами.

Стадийность развития эвапоритового бассейна в течение одного эвапоритового цикла зависит от степени изолированности бассейна, которая является одним из важных критериев, контролирующих солезакопление. Так, по расчетам Б. М. Валяева (1970), сульфатная стадия наступает при коэффициенте изолированности 0,2, хлоридная — 0,1 и калийная — 0,02.

По нашим расчетам, в бассейнах, питающихся морской водой, сульфатная стадия наступает при коэффициенте изолированности 0,35, а хлоридная — 0,1. Что же касается дальнейшего развития бассейна, то оно останавливается на границе сульфатной и хлоридной стадий. Следовательно, развитие эвапоритового бассейна как солеродного может осуществляться только при условии полной изоляции ( $\alpha=0$ ) и дефиците водного баланса ( $V_{\text{п}} < V_{\text{к}}$ ).

Расчеты также показали, что бассейны, питающиеся предварительно сгущенной морской водой и насыщенные по сульфату кальция, могут постепенно переходить от сульфатной стадии к хлоридной и их дальнейшее развитие в зависимости от коэффициента изолированности стабилизируется на разных уровнях галитовой фазы (рис. 2, 3).

Еще одной примечательной особенностью эвапоритового цикла, которая вытекает из данных расчета материального баланса, является то, что мощности осадка подготовительных стадий весьма низкие и измеряются сантиметрами и даже долями миллиметра, тогда как на хлоридной стадии мощность осадка измеряется первыми метрами (рис. 4). Относительная кратковременность подготовительных стадий и низкие скорости осадконакопления создают такие условия, что при поступательном развитии эвапоритового бассейна колонка образующегося осадка имеет асимметричное строение: маломощные прослой кар-

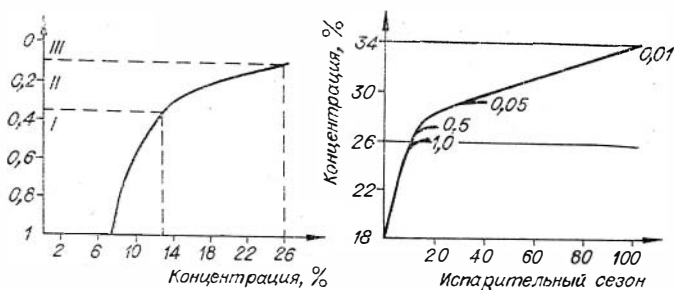


Рис. 2. Влияние водообмена на развитие водно-соляной системы.

I — карбонатная; II — сульфатная; III — хлоридная. Цифрами обозначен коэффициент изолированности ( $\alpha$ ) системы (бассейна).

богатно-сульфатных пород внизу и относительно мощная пачка каменной соли вверху. Однако отношение мощностей (22 раза и более) сульфата кальция и галита находится в соответствии с содержанием их в морской воде.

Моделирование процесса метаморфизации морской воды в осолоняющемся эвапоритовом бассейне показало, что интенсивность хода обессульфачивания зависит от содержания бикарбоната кальция и глинистой взвеси, поступающих в бассейн с континентальными водами (рис. 5). Практически полное удаление из раствора сульфата магния (коэффициент метаморфизации менее 0,2) в конце сульфатной стадии происходит при содержании 30 кг/м<sup>3</sup> бикарбоната кальция и 75—100 кг/м<sup>3</sup> твердой фазы.

Если же брать наиболее реальные содержания метаморфизирующих компонентов, то обессульфачивание протекает очень медленно и практически мало ощутимо. Так, при содержании в воде 5 кг/м<sup>3</sup> Ca(HCO<sub>3</sub>) коэффициент метаморфизации к концу сульфатной стадии понижается всего до 0,620, а при содержании 5 кг/м<sup>3</sup> твердой фазы коэффициент уменьшается до 0,678 при содержании нерастворимого остатка в осадке более 52,5%.

Изучение влияния водообмена на процесс метаморфизации проводилось при  $\alpha$ , равной 0,4 и 0,15 (табл. 2). Расчеты всех вариантов задачи показали, что метаморфизация морской воды протекает до тех пор, пока происходит поступательное сгущение раствора. С прекраще-

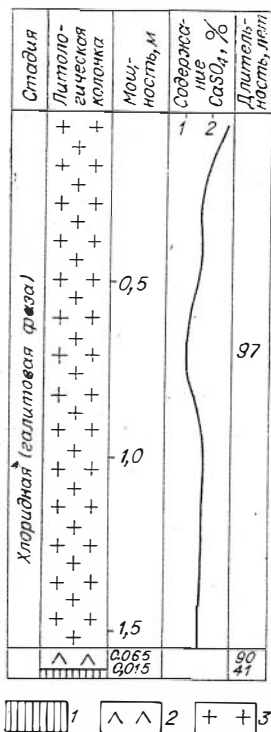


Рис. 4. Принципиальное строение эвапоритового цикла (при коэффициенте водопритока на хлоридной стадии 0,8).  
Осадки: 1 — карбонатные; 2 — сульфатные; 3 — хлористый натрий.

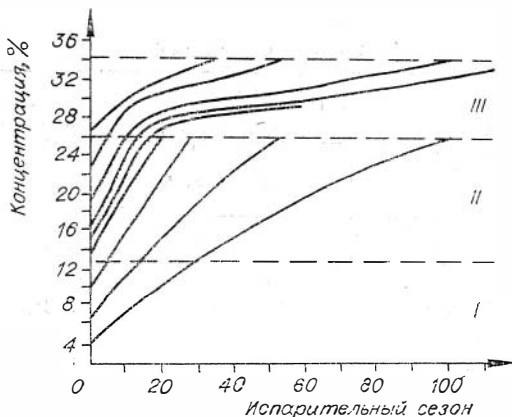


Рис. 3. Влияние состава исходного раствора на развитие системы. Усл. обозн. см. на рис. 2.

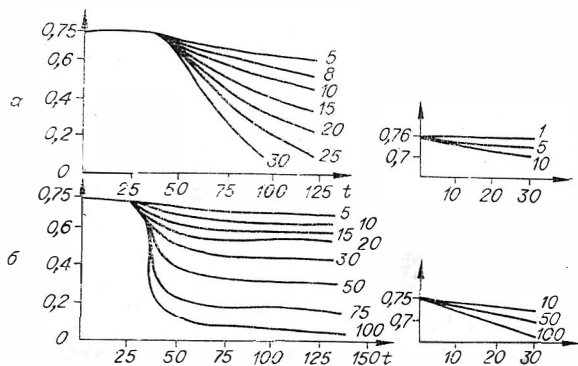


Рис. 5. Зависимость метаморфизации морской воды от количества бикарбоната кальция (а) и твердой фазы (б). Слева — на карбонатной и сульфатной стадиях, справа — на хлоридной. Цифрами обозначено количество метаморфизирующих компонентов.

Влияние водообмена на процесс метаморфизации морской воды

Количество операций	$\alpha=0,4$		$\alpha=0,15$			
	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> =20; Т.Ф.=1		Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> =5; Т.Ф.=1		Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> =15; Т.Ф.=1	
	K <sub>М</sub>	S, %	K <sub>М</sub>	S, %	K <sub>М</sub>	S, %
1	0,757	3,76	0,757	3,76	0,757	3,76
100			0,640	16,83	0,424	16,59
200			0,573	20,82	0,221	20,36
300	0,757	12,37	0,553	22,43	0,164	21,85
400			0,545	23,18	0,140	22,54
500			0,541	23,52	0,130	22,86
600	0,757	12,38	0,540	23,68	0,125	23,01
900	0,757	12,38	0,539	23,81	0,122	23,11
1200	0,757	12,38	0,539	23,81	0,121	23,12
1500	0,757	12,38	0,539	23,81	0,121	23,12

нием роста солености раствора ход обессульфачивания также приостанавливается и остается на одном уровне. Вместе с тем затрудненный водообмен эвапоритового бассейна с питающим водоемом способствует более глубокому обессульфачиванию раствора по сравнению с изолированными бассейнами. Это связано с тем, что при наличии какого-либо водообмена поступательное развитие эвапоритового бассейна замедляется, что и способствует более глубокой метаморфизации.

Таким образом, степень изолированности эвапоритового бассейна оказывает влияние на ход метаморфизации рапы. При относительно активном водообмене ( $\alpha=0,4$ ) обессульфачивания не происходит, так как на карбонатной стадии основным метаморфизирующим агентом является глинистая взвесь. В случае более затрудненного водообмена ( $\alpha=0,15$ ) метаморфизация протекает в несколько раз быстрее и степень удаления сульфата магния зависит от количества метаморфизирующих агентов.

На основании проведенных исследований по метаморфизации морской воды в эвапоритовом бассейне можно отметить, что, если исключить биогенное обессульфачивание воды, метаморфизация сульфатных соленых вод морского генезиса осуществима в больших протяженных бассейнах, в которые по всей их длине поступают континентальные воды, поставляющие метаморфизирующие агенты. В этих условиях глубокая метаморфизация рапы возможна по мере ее течения в бассейне.

Данный вывод хорошо согласуется с положением о промежуточных бассейнах, в которых морские воды предварительно сгущаются и в некоторых случаях обессульфачиваются (Валяшко, 1962; Иванов, Воронова, 1972; Страхов, 1962; Жарков, 1971; Фивег, 1972; и др.). По-видимому, обессульфачивание эффективно протекало в тех бассейнах, которые имели вытянутую, продолговатую форму и обрамлялись с одного края или с обеих областями суши. В тех случаях, когда эвапоритовый промежуточный бассейн располагался вдали от суши, метаморфизация воды не происходила из-за отсутствия метаморфизирующих агентов.

## Моделирование процесса соле- и калиенакпления методом графических расчетов соляных систем

Моделирование развития эвапоритового бассейна показало, что солеродный бассейн на хлоридной стадии является изолированным бассейном с односторонним питанием морских вод по типу залива Кара-Богаз-Гол. Соляные толщи и приуроченные к ним калиеносные горизонты характеризуются одинаковыми наборами соляных пород в годичных ритмах (Жарков, Жаркова, 1969). Закономерная последовательность сезонных прослоек в годичном ритме хорошо объясняется диаграммами состояния растворимости соляных систем (Валяшко, 1962; Уразов, 1932).

Указанные особенности галогенеза позволяют выполнить моделирование процессов соленакпления при помощи метода графических расчетов соляных систем (Викторов, 1954; Кашкаров, 1960). Методика и техника расчетов процесса соленакпления описана в наших более ранних работах (Копнин, 1969; Копнин, Россомахин, 1970) и кратко сводится к следующему. Подбираются какие-либо условные растворы, относящиеся к четырехкомпонентной системе с общим хлор-ионом. Состав раствора наносится на диаграмму растворимости и по невыпадающему в осадок компоненту рассчитывается количество хлористого натрия, которое может перейти в осадок в процессе изотермического испарения при температуре 25°. Затем к оставшемуся раствору добавляется новая порция исходного раствора, вследствие чего получается новый раствор, состав которого будет располагаться на луче кристаллизации, но ближе к изотерме 25°, чем состав исходного раствора. Акт расчета материального баланса системы при изотермическом испарении и добавлении порции исходного раствора составляет одну расчетную операцию. Что же касается расчета количества хлористого калия, то оно также определяется по невыпадающему компоненту, но при изменении температуры от 25 до 0°.

Сущность моделирования при помощи графического метода заключается в том, что расчетные операции по диаграммам состояния растворимости производятся в порядке, соответствующем геологическим процессам. Так, многократное повторение расчетных операций моделирует непрерывность седиментации, а изменение состава и объема добавляемых порций исходного раствора отражает изменения режима питания солеродного бассейна. Перерастание солеродного бассейна в калийный самосадочный реконструируется путем смены изотермических условий кристаллизации на политермические в момент, когда фигуративная точка состава раствора располагается на диаграмме между изотермами 25 и 0° (рис. 6).

Моделирование условий формирования отдельных горизонтов каменной соли в условиях равномерного (Копнин, 1969) и ритмично-изменчивого (Копнин, Россомахин, 1970) поступления питающих вод показало, что изменчивость годичных ритмов, отождествляемых со слоистостью соляных пород, зависит как от режима питания бассейна морскими водами, так и от общей концентрации солей в растворе (рис. 7).

Влияние режима питания бассейна на особенности осадконакопления не требует особых разъяснений. Но что же касается закономерно направленного изменения слоистости вверх по разрезу (рис. 7—9), то в этих условиях интенсивность кристаллизации галита регулируется испарением, которое замедляется с ростом плотности рапы (см. табл. 1). Так как рост концентрации солей в растворе определяется главным образом накоплением в рапе  $MgCl_2$  и  $KCl$ , то уменьшение сезонно-периодической слоистости каменной соли от почвы пласта к его кровле

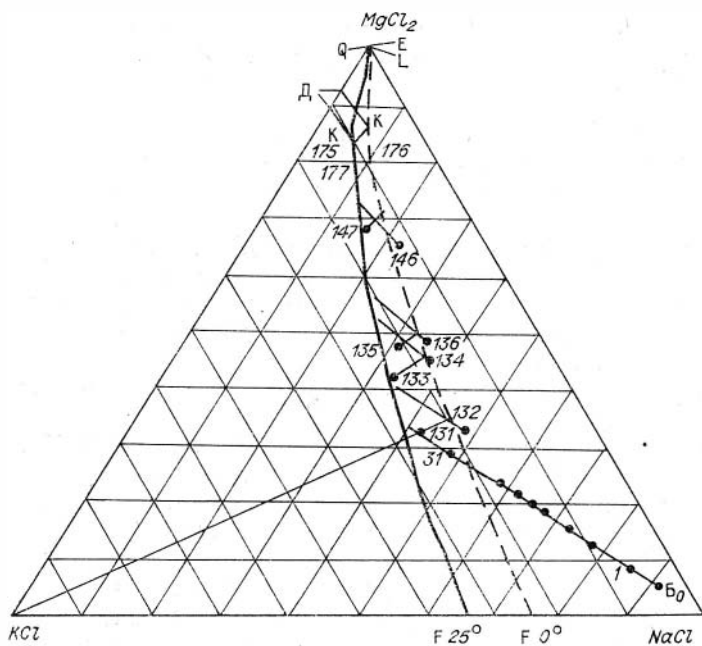


Рис. 6. Расчет модели К-2 на диаграмме растворимости.

можно использовать как поисковый признак для выявления горизонтов, обстановка образования которых была благоприятна для калие-накопления (Копнин, 1969). При этом следует учитывать, что этот признак можно использовать в совокупности с направлением перемещения рапы по акватории солеродного бассейна. Ибо в этом случае наблюдается горизонтальная дифференциация рапы и соленость ее возрастает по мере удаления от пролива.

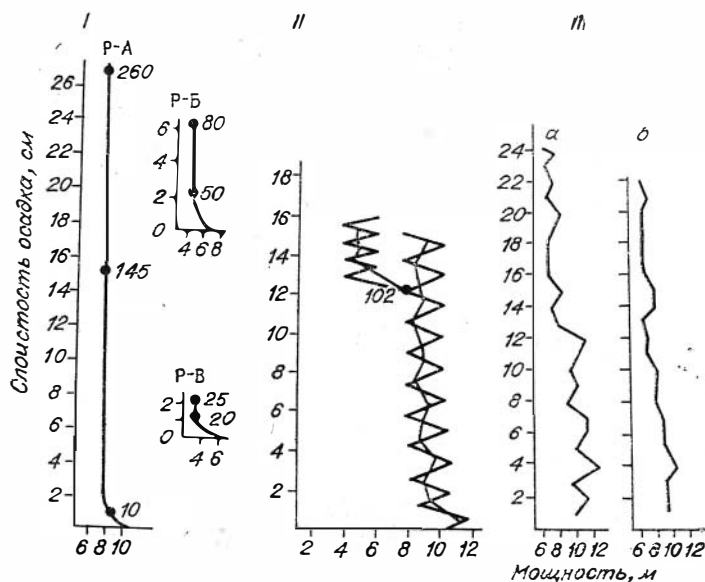


Рис. 7. Изменение слоистости осадка в моделях и каменной соли Верхнекамского месторождения.

I — равномерное питание; II — равномерно-ритмичное (цифрами обозначены операции); III — разрез верхнего горизонта подстилающей каменной соли (Mg — KрIII) Соликамского (а) и Березниковского (б) рудников.

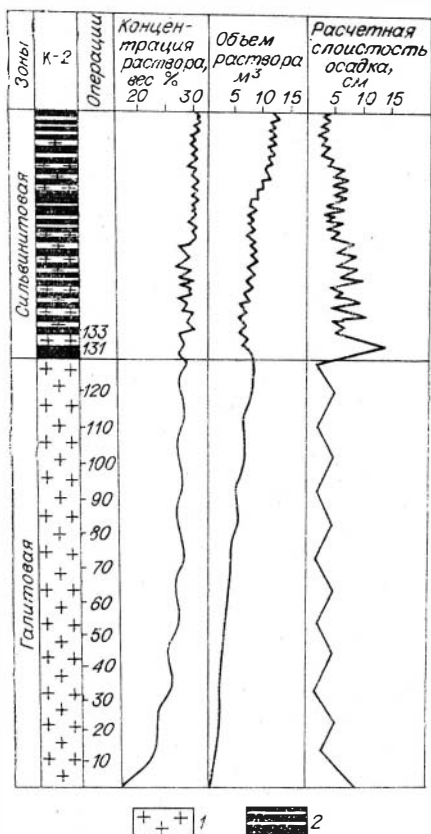


Рис. 8. Стрoение калиеносной зоны (модель К-2).

1 — галит; 2 — сильвинит.

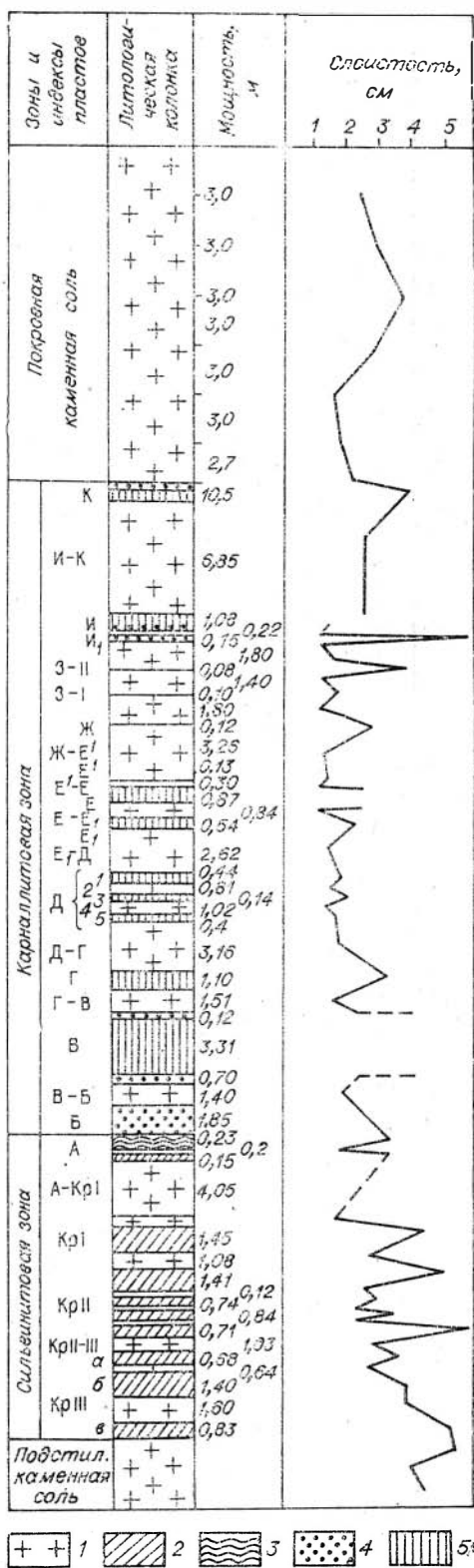


Рис. 9. Изменение слоистости соляных пород по разрезу шахтного ствола в южной части Верхнекамского месторождения.

1 — каменная соль, 2—4 — сильвинит красный (2), полосчатый (3), пестрый (4), 5 — карналлитовая порода.

Результаты моделирования калиеносных зон, образованных из растворов с различным составом солей

Модель	Стадия	Количество во расчетно- операци- онной	Питающий раствор, добавляемый в систему, кг/м <sup>3</sup>			Мощность осадка, м	Бассейновый раствор в конце стадии			Содержание хлористого калия в осад- ке, вес. %
			NaCl	KCl	MgCl <sub>2</sub>		NaCl	KCl	MgCl <sub>2</sub>	
К-1 Галитовая Сильвинитовая		50	169,6	7,1	8,5	3,85	73,9	88,5	26,60	2,3
		9	169,6	7,1	8,5	1,35	11,8	220,5	24,80	4,9
К-2 Галитовая Сильвинитовая		131	169,6	7,1	8,5	8,30	93,4	112,5	28,40	7,5
		46	152,1	78,7	94,1	4,26	4,0	329,0	30,60	12,2
К-3 Галитовая Сильвинитовая		131	169,6	7,1	8,5	8,30	93,4	112,5	28,40	7,5
		23	147,9	93,4	112,5	2,7	49,2	314,0	30,1	9,2

Явление горизонтальной неоднородности рапы в солеродном бассейне и влияние его на осадконакопление было смоделировано при помощи расчета трех моделей калиеносных зон, образующихся из растворов с различным составом солей (табл. 3).

Если принять, что модели калиеносных зон К-1, К-2 и К-3 представляют собой различные участки одного пласта, то изменение состава питающего раствора можно связывать с изменением концентрации рапы по мере перемещения ее по акватории бассейна и испарения воды с ее поверхности (табл. 3). Данное положение имеет большое значение для интерпретации особенностей распределения породообразующих компонентов в калиеносных пластах. Так, закономерное увеличение хлористого калия в сильвинитах Верхнекамского месторождения в южном направлении автор (Копнин, 1963) объяснял изменением концентрации рапы по мере ее продвижения с севера на юг. Данное положение нашло свое отражение в работах А. А. Иванова (Иванов, Воронова, 1972), М. П. Фивега (Месторождения..., 1973), А. И. Белоликова и Б. И. Сапегина (1971) и др.

Пример залива Кара-Богаз-Гол, закономерности распределения хлористого калия в сильвинитах Верхнекамского месторождения, размещение калийных залежей в краевых участках ряда областей соленакопления (Рейнского грабена, Припятского прогиба, цехштейновой формации Верра и др.) позволяют утверждать, что горизонтальная неоднородность рапы, возникающая при ее перемещении в условиях испарения, имеет место не только в современных осолоненных водоемах (Страхов, 1962), но и в солеродных бассейнах геологического прошлого. Следовательно, положение о горизонтальной дифференциации рапы — очень важное положение, которое необходимо учитывать при поисках залежей калийных солей и палеогеографических построениях.

### Заключение

Моделирование гидрохимических условий соленакопления методами расчета материального баланса с применением усредненных коэффициентов и графического расчета соляных систем позволяет исследовать динамику развития

осолоняющегося эвапоритового бассейна, особенно вопросы стадийности развития и условия переходов с одной стадии в другую, т. е. вопросы, которые наиболее трудно поддаются изучению обычными методами.

Метод теоретического (мысленного, цифрового) моделирования условий соленакопления основывается на реальных данных по составам растворов, зависимостях испарения от плотности рапы, коэффициентах выхода солей в рапе, фундаментальных данных по взаимной растворимости солей и многих других положениях. Поэтому результаты моделирования могут рассматриваться как надежные объективные данные, отражающие природные условия, а хорошая сопоставимость расчетных показателей с фактическими геологическими данными позволяет считать, что теоретическая основа и методика моделирования выбраны правильно. В этом нам представляется достоинство и эффективность выбранного направления исследования.

Основными вопросами, которые вытекают из проведенных исследований и имеют большое значение для познания условий формирования месторождений калийных солей, являются следующие.

1. Из положения об активном влиянии водообмена или степени изолированности эвапоритового бассейна на стадийность его развития и на процессы соленакопления логически следует вопрос о палеогеографических факторах ограничения солеродных бассейнов и об условиях их питания. Так как для возникновения самосадочного солеродного бассейна требуются особые условия (полная изоляция или питание сгущенными морскими водами), то естественно, что ограничительные барьеры в той или иной форме имеют место у каждого солеродного бассейна.

Одновременно «гипотеза отливов» (Scruton, 1953; Страхов, 1962) хорошо согласуется с влиянием водообмена на развитие эвапоритового бассейна и должна быть использована для объяснения условий формирования карбонатных и ангидритовых горизонтов соленосных толщ.

2. Вопросы ритмичности и цикличности соляных и соленосных толщ и формаций в настоящее время изучаются на основе деления эвапоритового процесса на две стадии: подготовительную и солеродную, которые выделяются по соответствующим осадкам. В связи с этим положение об относительной кратковременности стадий развития эвапоритового бассейна и резкая асимметрия колонки отложений эвапоритового цикла заслуживает внимания, так как кратковременные периоды рассолонения бассейна весьма слабо фиксируются в колонке осадков, и их практически трудно установить.

3. Увеличение объема раствора (глубины бассейна) к началу садки калийных солей находится в противоречии с гипотезой «сухого озера». Это положение, совместно с представлением о сгущении испарением движущихся в бассейне вод, обуславливающим горизонтальную дифференциацию рапы, по нашему мнению, может служить альтернативной основой в поисках путей формирования достаточного для осаждения калийных солей слоя рапы.

4. Изменение слоистости и размеров годовых ритмов в горизонтах каменной соли связано с гидрхимическим развитием бассейна. Этот критерий одновременно с бромхлорным коэффициентом и другими геохимическими показателями можно использовать как дополнительный косвенный признак при поисках залежей калийных солей.

Таким образом, перечисленные вопросы имеют большое значение для выработки теории соленакопления. Поэтому, естественно, исследование условий формирования соляных отложений и месторождений калийных солей описанными методами следует продолжать и расширять. Применение ЭВМ значительно облегчает эту задачу и ускоряет процесс исследования.



## ЛИТЕРАТУРА

- Белоликов А. И., Сапегин Б. И.** Верхнекамское калийное месторождение.— В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М., «Недра», 1971, с. 193—209.
- Бриггс Л. И., Поллак Г. Н.** Цифровая модель соленакопления.— В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., «Недра», 1972, с. 66—72.
- Валяев Б. М.** Оценка влияния изолированности бассейна на соленакопление (по результатам расчетов водно-солевого баланса).— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6, с. 83—90.
- Валяшко М. Г.** Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 396 с.
- Викторов М. М.** Графические расчеты в технологии минеральных веществ. Л., Госхимиздат, 1954. 504 с.
- Жарков М. А.** Эволюция соленакопления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 260—299.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М.** Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., «Наука», 1969, с. 7—79.
- Иванов А. А., Воронова М. Л.** Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., «Недра», 1972. 328 с.
- Ильинский В. П.** Получение хлористого натрия в процессе испарения морской воды.— В кн.: Тр. ин-та прикладной химии, вып. 40, Л.—М., Госхимиздат, 1948, с. 5—54.
- Ильинский В. П.** Получение хлористых и сернокислых солей магния и калия и рассолов для производства брома.— В кн.: Тр. ин-та прикладной химии. Л.—М., Госхимиздат, вып. 40, 1948, с. 55—118.
- Кашкаров О. Д.** Графические расчеты солевых систем. Л., Госхимиздат, 1960. 439 с.
- Копнин В. И.** О площадном распределении хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 2, с. 416—419.
- Копнин В. И.** Изменчивость слонистости каменной соли как поисковый признак калиеносности.— В кн.: Геология Урала и Приуралья. Пермь, 1969, с. 54—62.
- Копнин В. И., Россомахин В. Я.** Пример физико-химического моделирования соленакопления при ритмичном режиме питания солеродного бассейна.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 1970, с. 85—87.
- Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки.** Л., «Недра», 1973, с. 344.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Уразов Г. Г.** О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения. Л.—М., Гос. научно-техническое геолого-разведочное изд-во, 1932, с. 28—58.
- Фивег М. П.** О некоторых вопросах палеогеографии эпох соленакопления.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с. 69—93.
- Scruton P. C.** Deposition of evaporites.— "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1953, v. 37, N 11, p. 2498—2512.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ БАССЕЙНОВ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

---

А. Е. ХОДЬКОВ

### ФЛЮИДОГЕОДИНАМИКА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В ПОНИМАНИИ ПРОЦЕССОВ ДИАГЕНЕЗА И КАТАГЕНЕЗА ГАЛОГЕННЫХ ТОЛЩ

Классическая гидродинамика, как теперь многими признается, приложима к весьма незначительной по мощности верхней зоне литосферы — коре выветривания в области суши, составляющей обычно первые сотни и редко достигающей тысячу метров. Инфильтрационно-проточный тип движения подземных вод коры выветривания — одно из звеньев климатического круговорота воды на Земле.

В области осадконакопления ниже некоторой переходной зоны находится пространство флюидогеодинамики — динамики флюидов (вода, нефть, газ), теснейшим образом связанных с геологическими видами круговорота вещества, с процессами седиментации, диагенеза, катагенеза, метаморфизма, с процессами возникновения разного рода и порядка геологических структур (Ходьков, 1962; Ходьков, Валуконис, 1968; Валуконис, Ходьков, 1973). Совокупности геологических тел обычно гетерогенны, нередко гетерофазны и, следовательно, они в той или иной мере неравновесны в механическом отношении. В условиях постоянного действия гравитационных сил фазовые, физико-механические, плотностные и другие различия разнообразных видов вещества Земли являются источником возникновения взаимного механического его перемещения. Захваченные в ходе осадконакопления или продуцирующиеся на стадиях диагенеза, катагенеза, метаморфизма флюиды всегда в какой-то мере связаны с вмещающими или соседствующими с ними геологическими телами разного пространственно-структурного порядка. Вместе с тем вследствие реологической податливости и под действием механического напряжения, суммирующего гравитационные импульсы, в геологических телах постоянно действует тенденция вытеснения и локализации более флюидных элементов систем и последующей их разгрузки, т. е. перемещения вверх из областей больших потенциалов механического напряжения в области меньших. Принцип наименьшей затраты работы объясняет специфическое для разных геосфер и видов флюидов собирание (при активном использовании возможности латеральной миграции) и локализацию флюидных элементов из некоторых пространственно больших областей в сравнительно меньшие, в пределах которых флюидные элементы испытывают вертикально вверх ориентированное конвективно-струйчатое или эксплозионно-пульсационное перемещение.

В меру реологических свойств пород более облегченные блоки способны с той или иной скоростью подниматься вверх. Этот вид движения определяет взаимное перемещение обычно крупных геологических объектов и, в частности, проявляется в изостатических движениях.

Для малых и средних скоплений земного вещества большое значение имеет взаимное перемещение тел под действием гидравлических сил.

В условиях геостатической системы любой вертикально ориентированный заполненный флюидом канал, соединяющий две точки с интервалом  $\Delta H$ , в идеальном случае формирует в верхней точке вторичное давление, равное  $\Delta H \Delta \gamma$  (где  $\Delta \gamma$  — разность между объемным весом пород геологической среды, через которую проходит канал, и объемным весом флюида).

В зависимости от величины глубинного интервала каналов и видов залоняющих их флюидов значения абсолютных и действующих вторичных давлений в разных точках геосфер могут быть весьма разными и в определенных случаях во много раз превышать противодавление веса перекрывающих пород. Сопоставление возможных распределений абсолютных и действующих вторичных давлений в верхних геосферах Земли (начиная от мантии до коры выветривания) позволяет видеть огромные возможности массопереноса и структурообразующей флюидогеодинамической активности разного вида и характера.

Флюидогеодинамика представляет собой основной внутренний механизм массопереноса и главный источник структурообразования формирующихся осадочных толщ; большинство структурных форм мощных осадочных комплексов с разными соотношениями дизъюнктивов и пликативных деформаций обусловлено флюидогеодинамикой.

Галогенные формации и особенно калийные месторождения являются благоприятными объектами для изучения геологических результатов флюидогеодинамики. Следы пространственной миграции подземных рассолов очень часто в них трассируются трещинами-гидроразрывами, выполненными жильными минеральными образованиями. Места разгрузки фиксируются различными проявлениями вторичного литогенеза, в том числе такими крупными, как зоны замещения каменной соли в сильвините, сильвинита в карналлите и т. д.

Остановимся подробнее на некоторых сторонах флюидогеодинамических процессов в связи с их проявлениями на Верхнекамском месторождении калийных солей.

### **Проблема пестрых сильвинитов, замещенных зон и флюидогеодинамика**

В 1956 г. автором (Ходьков, 1956) впервые для объяснения происхождения замещенных зон был предложен механизм флюидогеодинамики (динамики подземных вод уплотняющихся осадочных толщ). Замещенные зоны, представленные каменной солью в сильвинитовых пластах (слоях) и сильвинитами (реже каменной солью) в карналлитовых, истолковывались как результат воздействия на калийные осадки движущихся снизу рассолов, отжимающихся из толщи подстилающей каменной соли и позднего диагенеза соляной толщи. Указанная статья написана в начальный этап разработки флюидогеодинамики (как ветви науки) и в ней еще не могло быть использовано разработанное позднее очень важное для понимания геологических процессов понятие о первичных и вторичных давлениях. Это в какой-то мере явилось причиной недопонимания нашей позиции и ее критики (Иванов, 1963), хотя в то же время принципы флюидогеодинамики получили свое подтверждение при объяснении ряда явлений на новых объектах — природы замещенных зон на Старобинском месторождении (Кислик, 1966), процессов вторичного минералообразования в Предкарпатье (Ходькова, 1971) и др.

Не касаясь истории развития представлений о природе замещенных зон, отметим лишь, что вопрос о замещенных зонах тесно связан с вопросом о природе пестрых сильвинитов. Как известно, относительно

происхождения пестрых сильвинитов высказывались разные точки зрения: 1) пестрые сильвиниты — нормальные седиментационные образования, 2) продукт динамо-метаморфизма карналлитовых пород, 3) образовались в порядке «гидрометаморфизма» под воздействием верхних вод (атмосферного происхождения), 4) наконец, что они возникли в процессе метасоматического преобразования карналлитового осадка под воздействием фронта движущихся снизу вверх разгружающихся подземных (маточных) рассолов нижележащих горизонтов.

В настоящее время ни один исследователь не отрицает роли вторичных процессов в образовании некоторых форм замещенных зон. Но и до сих пор лишь немногие воспринимают флюидогеодинамику как ведущий геологический процесс, предопределяющий их возникновение, а говоря шире, как ведущий механизм массопереноса в ходе постседиментационного преобразования осадков на стадии диагенеза, катагенеза. Но именно в этом главное. Конкретный геохимический процесс, определяющий образование замещенных зон, по-видимому, может быть различным. Нетрудно представить ситуацию, когда в сильвин-продуцирующем солеродном бассейне, на локальном участке разгрузки бедных хлористым калием и насыщенных по хлористому натрию подземных рассолов (сингенетичных каким-то горизонтом подстилающей каменной соли), сильвин кристаллизоваться не будет, тогда как садка галита будет происходить. В других случаях сильвин, выделившийся в сезон похолодания, позже на дне частично или полностью растворится; или поступление снизу обедненных хлористым калием растворов будет столь незначительным, что выпавший на дно сильвин не растворится на стадии раннего диагенеза, будет перекрыт сверху новыми осадками, но после, уже в условиях позднего диагенеза, под воздействием медленно воздымающихся рассолов будет претерпевать метасоматические преобразования. Особенности флюидогеодинамического механизма, вариации темпа и интенсивности разгрузки с учетом вариаций процесса осадконакопления позволяют представить различные конкретные явления. Реально в природе реализуются какие-то определенные явления и задача исследователя состоит в том, чтобы при помощи фактов и научной логики выявить природу действительно протекавших процессов. Попытаемся это сделать с помощью палеогидрогеологической оценки фактических данных, полученных в результате разведки Верхнекамского месторождения.

Палеогидрохимическая обстановка в Верхнекамском бассейне к началу отложения сильвинитовых калийных горизонтов (КрIIIв) характеризовалась достижением поверхностной рапой точки насыщения хлористым калием, а к началу отложения горизонта Б (никак не позднее) — и хлористым магнием. Несмотря на периодическое снижение в поверхностной рапе концентрации  $KCl$  и  $MgCl_2$  (фиксируемое отложением промежуточных пластов каменной соли), общая тенденция гидрохимической эволюции подземных рассолов в формирующихся отложениях, начиная от маркирующего горизонта вплоть до переходной толщи (в силу большей гидрохимической инертности подземной обстановки, по сравнению с поверхностным водоемом) была направлена четко: от маркирующего горизонта до нижних частей сильвинитовой зоны насыщенные по  $NaCl$  рассолы менялись в сторону насыщения по  $KCl$  и повышения содержания  $MgCl_2$ ; от низов сильвинитовой зоны до горизонта Б — насыщенные по  $NaCl+KCl$  рассолы менялись в сторону насыщения  $MgCl_2$ . Начиная от горизонта Б и выше до самых верхов карналлитовой зоны в общем повсеместно (за исключением локальных зон поднимающихся снизу вод) в подземных условиях (независимо от флуктуаций режима поверхностного водоема) господствовала геохимическая обстановка, характеризующаяся наличием высококонцентрированных рассолов, насыщенных  $NaCl+KCl+MgCl_2$ . Как

только на любой стадии седиментационного развития бассейна понижалась концентрация той или иной соли в том или ином ареале осадочной системы (в придонных слоях, вследствие разбавления поверхностной рапы, или на любом глубинном уровне, вследствие проникновения под действием флюидогеохимического механизма обедненных соляных рассолов снизу), наступало растворение твердых фаз солей, по отношению к которым произошло недонасыщение.

Очевидно, условия нижней и верхней частей формировавшейся продуктивной толщи принципиально отличаются по характеру геохимической ситуации. Под калийными сильвинитовыми горизонтами расположены галитовые наслоения, преобразующиеся в каменную соль. Заключенные в них рассолы агрессивны по отношению к расположенным выше калийным отложениям и всякое проникновение нижних вод вверх неизбежно повлечет за собой существенные геохимические изменения, характер и мера развития которых будут зависеть от состава растворов, количества, темпа, длительности поступления их в среду калийных (сильвинитовых) осадков. Амплитуда изменений может колебаться от слабых проявлений вторичных изменений отдельных минералов, сопровождающихся высаливанием галита, вплоть до полного растворения сильвинитовых горизонтов. Очевидно, подобным же образом будут протекать процессы и на нижней границе карналлитовой зоны с тем лишь отличием, что на карналлиты будут воздействовать рассолы иного состава и концентрации.

Верхняя часть карналлитовой зоны, отделенная от агрессивных рассолов подстилающей каменной соли и сильвинитовой зоны всей системой осадков карналлитовой зоны, очевидно, всегда с меньшей вероятностью может быть подвергнута воздействию указанных нижних рассолов. Вообще, чем выше расположены сильвинитовые слои сильвинитовой зоны, или карналлитовые — карналлитовой, тем пространственно более они удалены от фронта агрессивных нижних вод. Это одна из причин, обуславливающих меньшую вероятность воздействия агрессивных вод нижних толщ на верхние горизонты калийных пластов. Главная же причина, определяющая резкое падение возможности и масштабов воздействия вод (рассолов) нижних зон на каждый из последующих выше расположенных калийных слоев, заключается в особенностях баланса подземных рассолов формирующихся осадков. В силу сравнительной легкости литификации соляных осадков нижняя граница в основном уплотненных и слабо пористых соляных отложений, вероятно, расположена на глубине 150—200 м. Следовательно, если к началу формирования продуктивной толщи мощность богатой рассолами подстилающей каменной соли составляла 150—200 м, то к концу ее формирования она уменьшалась в 2 раза и более. К тому же суммарная пористость неуплотненной толщи, расположенной ниже подошвы  $KpIII$ , будет в несколько раз меньше начальной, поэтому не будет большой ошибкой считать, что ресурсы рассолов подстилающей каменной соли, способных по законам вытеснения и разгрузки двигаться вверх, к концу формирования карналлитовой зоны снижаются в десятки раз. Иными словами, вместе с передвижением фронта осадконакопления снизу вверх — от низов калийной зоны до ее верхов — происходит перемещение вверх и зоны уплотнения подстилающих соляных осадков, а значит, и перемещение вверх наиболее рассолодержающей зоны. В результате, если в начале отложения калийных солей зона уплотнения была представлена рассолами существенно хлоридно-натриевого состава, то к концу отложения карналлитовой зоны она становится существенно хлоридно-магниево-калиевой; и если первые были агрессивными, то вторые инертны по отношению к калийным породам. Из сказанного следует, что масштабы активного геохимического воздействия нижних вод должны закономерно уменьшаться от нижних к верхним слоям

сильвинитовой и карналлитовой зон. Гидрогеохимические особенности среды сильвинитовых и особенно карналлитовых зон определяют, следовательно, последовательное (снизу вверх) уменьшение преобразующего воздействия поступающих снизу вод.

Какова же возможная роль вод (рапы) эволюционирующего солеродного бассейна по отношению к образующимся осадкам калийных слоев? Отложившиеся ранее и погребенные под свежими осадками слои (горизонты) в условиях неагрессивной подземной геохимической среды оказываются более стабильными, чем молодые осадки придонной зоны, ибо последние подвержены активному воздействию сильно меняющейся по климатическим причинам поверхностной рапы. В придонной части формирующейся калийной толщи несравненно более вероятно изменение состава калийных (карналлитовых) слоев вследствие воздействия поверхностной рапы бассейна, нежели по причинам воздействия снизу. Этапы разбавления рапы солеродного бассейна обычно фиксируются выщелачиванием верхних частей калийных (карналлитовых) пластов.

Распределение фаций в продуктивной толще указывает, что верхняя часть карналлитовой зоны развивалась уже в условиях истощения калийного бассейна, в условиях его рассоления и общего ретроградного изменения, протекавшего через стадию галитизации, завершившуюся отложением покровной каменной соли и переходной толщи.

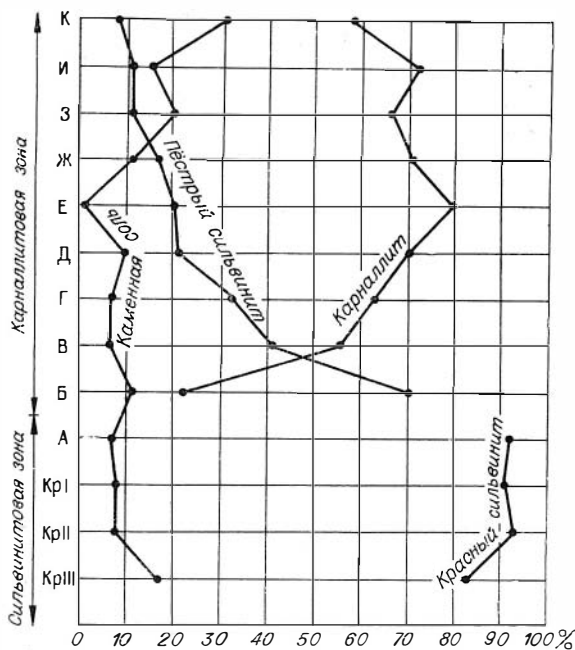
Следовательно, повсеместно наблюдаемое подавление верхних горизонтов карналлитовой зоны, сокращение их мощности и затем полное выпадение из разреза карналлитовых пластов происходили в основном за счет изменения первично-фациальных, седиментационных условий.

Таким образом, при определении генетической природы наблюдаемых различных отклонений от нормального разреза следует руководствоваться следующим.

Отклонения от нормального разреза в нижних слоях сильвинитовых и карналлитовых зон должны рассматриваться главным образом как результат флюидогеодинимического действия, количественные последствия которого должны уменьшаться снизу вверх. Изменения же в верхних частях карналлитовой зоны должны объясняться влиянием преимущественно седиментационных факторов, значение которых усиливается снизу вверх (в соответствии с ходом деградации калийного бассейна, его галитизации). Мы говорим **«главным образом»** или **«преимущественно»** потому, что в принципе нельзя отрицать действия и тех и других на любом уровне продуктивной толщи: колебания условий седиментационной обстановки в какой-то мере имели место на всех этапах развития солеродного бассейна, так же как на всех этапах формирования соляной толщи действовал механизм флюидогеодинимики.

К настоящему времени большая часть территории Верхнекамского месторождения разведана и имеется возможность проверки любых гипотез и представлений на основе достаточно представительного фактического материала. В Институте земной коры Ленинградского государственного университета проанализированы разрезы более 500 скважин, 479 из которых пересекли надсолевою и продуктивную толщи. В результате определена частота встречаемости основных литологических разностей пород: каменной соли, сильвинита красного, пестрого, карналлита и глины для всех стратиграфо-литологических элементов сильвинитовой и карналлитовой зон (пластов КрIII, КрII, КрI, А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И, К) для отдельных участков и для месторождения в целом (в абсолютном значении и в процентах от количества учтенных скважин).

На основе полученных данных построен график встречаемости упомянутых литологических разностей (рисунок), анализ которого показывает следующее. В сильвинитовой зоне встречаемость соли зако-



Частота встречаемости отдельных литологических разностей в сильвинитовых и карналлитовых горизонтах Верхнекамского месторождения (в процентах от числа скважин, вскрывших горизонт).

фике почти идеально отображает падение по экспоненциальному закону. Приведенные данные можно истолковать только однозначно. Они полностью подтверждают флюидогеохимический путь образования пестрых сильвинитов.

Интересно, что в истории седиментации карналлитовой зоны интервал пласта Е был переломным: с этого интервала началось заметное «рассоление», утрата потенциала калиеносности и ретроградный возврат к галитовому бассейну. Это четко обозначается последовательным возрастанием встречаемости каменной соли (достигающей для пласта К более 30%) и уменьшением мощности верхних карналлитовых пластов. Налицо признаки галитизации бассейна. Если бы пестрые сильвиниты образовались седиментационным путем, то в этих условиях, начиная от горизонта Е и выше, частота встречаемости пестрых сильвинитов также должна была бы возрастать, чего в действительности не наблюдается. По нашему мнению, указанное обстоятельство имеет решающее значение для определения природы пестрых сильвинитов и, следовательно, замещенных зон. Как известно, существуют и другие геохимические факты (например, обогащенность газами пестрых сильвинитов), свидетельствующие, что пестрые сильвиниты в подавляющем большинстве случаев образовались на некоторой глубине в среде с повышенным давлением флюидов, т. е. флюидогеохимической системе. Таким образом, палеогеохимический анализ показывает, что ведущей причиной образования пестрых сильвинитов и других пород замещенных зон была флюидогеохимика.

### Структуры Верхнекамского месторождения в свете флюидогеохимии

На Верхнекамском месторождении различаются складчатые структуры нескольких порядков. Если следовать от меньших к большим, то

номерно (с несущественным отклонением для пласта КрI) уменьшается от пласта КрIII к пласту А (от 17,1 до 7,9%). В карналлитовой зоне наблюдается, хотя и с колебаниями, уменьшение встречаемости каменной соли от пласта Б (7,1%) к пласту Е (немного более 1%); выше же по разрезу встречаемость каменной соли возрастает (до 30% в пласте К).

Очень показательное распределение по пластам карналлитовой зоны пестрого сильвинита. Если не считать небольшого отклонения в пласте И, то здесь отчетливо видно последовательное уменьшение встречаемости от 70,1% в пласте Б до 8,8% в пласте К. Кривая изменения встречаемости пестрого сильвинита на гра-

можно назвать следующие разновидности складчатых структур: 1) мелкие, в разной степени выраженные складчатые деформации отдельных прослоев в «годовых слоях»; 2) складчатые деформации «годовых слоев» и пачек небольшого числа «годовых слоев»; 3) складки, охватывающие пласты; 4) складки, охватывающие серию пластов, по-видимому, значительной части всей соленосной толщи\*; 5) более высокий порядок деформации, по-видимому, представляют структуры глубоких прогибов типа Дуринского, Боровского; 6) вероятно, в особый, высший, порядок можно отнести наиболее крупные структурные формы, определившие общее пространственное расчленение Предуральского прогиба на отдельные повышенные и пониженные блоки; 7) следующую, наивысшую по рангу структуру, по-видимому, представляет предгорный прогиб в целом.

Только высшие из перечисленных структур — блоковые и Предуральский прогиб — можно отнести к образованиям, порожденным более общими тектоническими силами. Формирование же структур более низких порядков, по нашему мнению, происходило при существенном участии флюидогеодинамических процессов, зарождающихся в осадочных сериях, расположенных над кристаллическим фундаментом. Согласно флюидогеодинамике, в мощных осадочных комплексах структурообразование в двух его формах — дизъюнктивных нарушений (разрывов) и пликтивных (складок) и в комбинации их — является функцией разгрузки подземных флюидов уплотняющихся осадочных толщ. Из трех различаемых флюидогеодинамикой типов разгрузки (первый — осуществляющийся в пористой среде, второй — в водоупорной породе и третий — в системе перемежающихся водоупорных слоев и пористых коллекторов) первый тип разгрузки в структурообразующем отношении пассивен, в другой отличается образованием трещинных деформаций (гидроразрывов) и лишь третий сопровождается всеми видами деформаций, в том числе образованием пликтивных складок. Поэтому выяснение конкретного типа разгрузки вод (рассолов), осуществлявшегося в пределах площади месторождения на стадии диагенеза — катагенеза, может объяснить особенности структур тех или иных его участков.

В условиях Верхнекамского месторождения в чистом виде первый тип разгрузки, по-видимому, не существовал, ибо галогенная толща с самого начала формировалась как система слоистых осадков. Скорее всего, условиям первого типа разгрузки наиболее отвечали осадки, слабо затронутые процессами литификации. Поэтому в самых верхних придонных частях формирующихся осадков снизу вверх медленно и почти повсеместно двигался ламинарный поток отжимающихся постседиментационных маточных рассолов. Указанное обстоятельство, вероятно, было главной причиной сильвинитизации пласта Б. Но уже после отложения первых из числа ритмов (калийный пласт — пласт каменной соли) условия изменились. В силу различия физико-химических свойств галита и сильвина, в начале в целом пористая и водопроницаемая система осадков калийных пачек преобразовалась в систему чередующихся более и менее проницаемых слоев, отвечающую третьему типу разгрузки. В каменной соли, по-видимому, роль водоупорных элементов играют не только глинистые прослои, но и прослои ранее литифицировавшихся разностей галита.

Широко распространенные, выполненные солями трещины, секущие глинистые и соляные слои, являются прямыми свидетелями имевшего места движения подземных рассолов, документами бывшего наличия в осадочной системе постседиментационных рассолов. Выше отмечалось, что для преобладающей части площади месторождения в пери-

---

\* Складки второго, третьего, четвертого порядков отвечают выделенным Б. М. Голубевым (1972) первому, второму, третьему.



од седиментации, по-видимому, на глубине 150—200 м (ниже дна водоема) соляные осадки в основном были уже уплотнены, следовательно, флюидогеодинамические явления могли активно протекать в толще, залегающей ниже дна бассейна на 200 м, и в течение сравнительно небольшого отрезка времени, когда процесс седиментации в солеродном бассейне протекал еще в полном объеме. На месторождении, кроме того, имеются локальные участки, в пределах которых осуществлялась разгрузка подземных вод (рассолов), вытесняемых из более глубоких горизонтов, в том числе из подстилающей соляную глинисто-ангидритовой толщи, в которой процессы вытеснения физически (в глинах) и химически (кристаллизационной воды гипсов) связанных вод растянулись на более значительный период. Поднимающиеся вверх потоки разгружающихся на этих локальных участках вод (рассолов) в течение более длительного времени поддерживали режим разгрузки первого рода, поскольку постоянно движущийся восходящий поток препятствовал цементационно-кристаллизационным явлениям. Конечно, и в данном случае говорить об идеальных условиях первого типа разгрузки нельзя, ибо в силу пульсационного характера разгрузки и переменной интенсивности воздымания фронта вод, временами не исключена приостановка движения со всеми вытекающими последствиями. Однако участки постоянно проявляющейся локальной разгрузки флюидов из нижних этажей осадочного комплекса в целом обладают некоторыми признаками первого типа разгрузки, поскольку в них (в силу облегченного выхода по порам и постоянно поддерживаемым трещинам) отсутствуют условия для значительного накопления механической энергии вторичных давлений.

На данном этапе исследования трудно говорить о деталях влияния на структурообразование в пределах Верхнекамского месторождения процессов вытеснения и разгрузки флюидов из еще более глубоких толщ. Вряд ли можно сомневаться в том, что структурообразующая роль их велика. Чем глубже расположена область вытеснения, питающая локальную зону разгрузки, и чем больше масса отжимающихся и разгружающихся флюидов, тем больше области ее пространственного захвата и более значимы структурообразующие последствия.

Итак, при решении проблемы структурообразования в условиях Верхнекамского месторождения с позиций концепции флюидогеодинамики следует учитывать, что на месторождении проявлялись (действовали) все три типа разгрузки. Однако в зависимости от возраста осадков, их состава и строения, степени геологической связанности флюидов, условий литификации, вытеснение и разгрузка флюидов (вод) протекали неравномерно в пространстве и времени. Вследствие этого на первых этапах уплотнения в незначительной по мощности придонной зоне, измеряемой метрами, преобладал первый тип разгрузки. В подавляющей части площади в пределах зоны уплотнения (мощностью 150—200 м) разгрузка протекала по второму и третьему типам, т. е. путем комбинации гидроразрывов и пликативных деформаций. На ограниченной, составляющей, вероятно, 10—15% площади месторождения, размещены зоны разгрузки флюидов, вытесняющихся из более глубоких горизонтов; в этих зонах, представляющих собой вертикальные колонны с поднимающимися снизу рассолами, хотя и функционировали все три типа разгрузки, но преобладали первый и второй. Складкообразование, отвечающее третьему типу разгрузки, здесь ослаблено из-за отсутствия выдерженных по простирацию водоупоров (что является необходимым условием пликативной деформации).

Для понимания роли флюидогеодинамики в образовании складчатости разных порядков необходимо сказать еще о влиянии напряженного состояния флюидов в геологических телах на их деформативные свойства. Некоторые геологи считают, что микроскладки течения на Верхнекамском месторождении с их тонкими изгибами, завихрениями, которые

фактически наблюдаются в структурах малого плана сильвинитовой и карналлитовой зон, связаны с дифференцированным движением, пластическим взаимоперемещением твердых сильвинитовых слоев и прослоев относительно слоев и прослоев галитовых под действием внешнего давления.

Большой экспериментальный материал исследований механических свойств пород и наблюдения за поведением пород на глубинах не дают никакого основания для такого представления. Каменная соль в опытах на раздавливание ведет себя как хрупкое тело. Установлено (Ширко, 1962), что пластическая текучесть горных пород наступает только при определенном соотношении ограничивающего и осевого давлений. Для каменной соли это соотношение составляет 0,5 при величине ограничивающего давления 240—500 кГ/см<sup>2</sup> и осевого — 550—950 кГ/см<sup>2</sup>. Следовательно, твердая каменная соль способна пластически течь только при глубине залегания ее свыше 1000—1200 м и при условии наличия локальных сосредоточенных давлений, превышающих в 2 раза в данном месте геостатические. Наблюдаемые структуры соляных пород Верхнекамского месторождения никогда не погружались более чем на 500—800 м и потому никогда не воспринимали внешнего давления, необходимого для приобретения состояния пластичности. В литифицированной соляной толще неоткуда было появиться дополнительным, превышающим в 2 раза геостатические, силам, необходимым для возбуждения складок течения. Поэтому структуры и текстуры течения, наблюдаемые в складках низших порядков соляной толщи месторождения, не находят объяснения при допущении, что они формировались в твердых литифицированных породах. Таким образом, представление о дифференцированном движении в твердых породах отдельных, особенно незначительных по размерам прослоев и слоев относительно других (например, сильвинитовых относительно галитовых) под воздействием внешних давлений нереально.

Иное дело, когда осадочная система еще не литифицирована, или не вполне литифицирована, когда в ней имеются слоистые элементы более или менее уплотненные (окаменевшие), содержащие разные количества жидкостей и газов, и когда эта система находится под повышенным давлением. В этом состоянии отдельные составляющие слоистой системы могут прийти в движение при сравнительно небольших внешних механических усилиях, ибо гетерогенная, разная по составу и фазовому состоянию, система обводненных (или переполненных газами) осадков приобретает в механическом отношении совершенно особые свойства, характеризующиеся резким и значительным снижением внутреннего трения и повышением кинетической активности ее элементов. Повышенное давление расслабляет связи и увеличивает подвижность всех элементов системы, но особенно — более флюидных. Для этого состояния, быть может, подходит обозначение особого рода геологической холодной плазмы. Повышение обводненности и интенсивности давления в системе осадка влечет за собой переход от более прочных к менее прочным связям, к снижению сил трения, что вместе с повышением кинетической активности приводит к возрастанию деформативности осадка. В случае внедрения в какой-то ареал снизу находящихся под значительным вторичным давлением флюидов, претерпевающие импрегацию флюидов объемы осадков испытывают взвешивающее воздействие. Благоприятные условия для накопления флюидов и их механического напряжения создаются в осадочных системах, отвечающих третьему типу разгрузки, т. е. в системах осадков, состоящих из достаточно протяженных по латерали, чередующихся в вертикальном направлении слоистых водоупоров и коллекторов (разного размера для разного порядка составляющих элементов систем). Обычно для осадочных толщ — это чередующиеся между собой слои (пласты) глинистых водоупоров и песчаных коллекторов. Для соленосной толщи Верхне-

камского месторождения, где слои песков отсутствуют, а слои и пласты глин мало развиты, роль слоев-коллекторов играют менее литифицированные разности соляных слоев. В продуктивной части разреза, в строении которой принимают участие различные по минеральному и гранулометрическому составу разновидности прослоев галита, сильвинита и карналлита, а в какой-то мере и глинистые прослои, процесс перекристаллизации протекает неравномерно и неодновременно. Вероятно, тонкозернистые галитовые прослои слеживаются раньше, чем прослои галита и т. д. Детали процесса литификации прослоев, слоев и пачек системы осадков, отличающихся по минеральному составу, размерам и физико-механическим свойствам, требуют еще своего выяснения. Однако не вызывает никакого сомнения то, что в целом процесс растянут во времени и протекает неравномерно. Это вполне обеспечивает формирование на стадиях диагенеза и катагенеза системы чередующихся неодинаковых по водопроницаемости слоев и пластов разного порядка, отвечающей условиям третьего типа разгрузки. Анализ фактического материала, полученного при изучении современных соляных озер, позволяет сделать вывод, что формирующиеся серии галогенных осадков обладают на стадии диагенеза и катагенеза свойствами флюидогеодинамической системы.

Пожалуй, самым важным доказательством флюидогеодинамической природы складчатых структур Верхнекамского месторождения является фактически наблюдаемое единство геометрии (пространственного выражения) складчатых структур и структурно-текстурных следов флюидогеодинамической деятельности. Изучение особенностей структур и текстур низших порядков складчатости соляной толщи показывает, что главные пространственные черты складок полностью коррелируются с пространственно обозначенными следами движения рассолов. Речь идет о совпадении определенных направлений складок с расположением выполненных вторичными солевыми образованиями трещин-гидроразрывов, фиксирующих пути разгрузки рассолов. Поскольку не подлежит сомнению, что трещины образовывались только на стадиях диагенеза и катагенеза, которые для соленосных толщ весьма кратковременны, то ясно, что и складки образовывались не позднее; иными словами, складки и выполненные солями трещины образовались одновременно в результате единого процесса. Нигде на месторождении не наблюдаются трещины разгрузки существенно деформированные; в последующее время они везде сохраняют первоначально созданную ориентировку. Это свидетельствует о том, что породы не претерпевали заметных пликативных деформаций; возникнув на стадиях диагенеза—катагенеза, они в дальнейшем существенно не менялись.

Таким образом складкообразование в соляной толще, в том числе в сильвинитовой и карналлитовой зонах, происходило на стадии формирования соляной залежи, когда в поверхностном водоеме еще отлагались осадки (т. е. конседиментационно), а ниже дна его протекали процессы литификации, когда эти процессы еще не завершились, когда осадочная система была во флюидогеодинамическом (а следовательно, и в тектоническом) отношении активна.

Наша трактовка не только не требует отрицания роли внешних факторов в структурообразовании, но, наоборот, облегчает понимание реальной возможности их действия. Если исходить из того, что складки первых трех порядков образовались в напряженной флюидогеодинамической системе, в которой осадки и в целом вся участвующая в складкообразовании масса находилась как бы во взвешенном под действием вторичного давления снизу состоянии, то, разумеется, естествен вывод, что для смещения такой облегченной и весьма подвижной системы в латеральном направлении требуется во много раз меньше

внешних усилий, чем если бы она была в твердом, жестком состоянии. Для такой системы обычного наклона серии осадков или некоторого импульса давления со стороны может быть достаточно для смещения образующихся складок в направлении приложения давления. Поэтому мы принимаем положительную роль воздействия наклона осадочных отложений Предуральяского прогиба на образование форм складок, в частности, на придание им наклона на запад, однако объясняем саму возможность реализации влияния наклона наличием флюидогеодинамического режима.

Мы пока находимся в самом начале разработки проблемы структурообразования по механизму флюидогеодинамики. Предстоит еще много сделать. В частности, необходимо выяснить механизм образования складчатости разных порядков, зависимость форм и размеров складок от состава осадочных систем, их величины и других параметров. Можно ожидать, что при решении этих вопросов удастся найти математические зависимости между главными параметрами осадочных элементов и их групп и размерами и формами образующейся складчатости. Уже сейчас при предварительной оценке видно, например, что основные пространственные параметры складок (их высота, ширина и длина) находятся в прямой зависимости от размеров деформирующихся слоистых элементов или их групп. Например, тонкие прослои способны деформироваться в виде мелкой складчатости, порой приобретающей весьма причудливый вид — червеобразный, петлеобразный и т. п. При флюидогеодинамическом типе складкообразования, протекающего в условиях, отвечающих третьему типу разгрузки, пространственные соотношения отдельных подразделений осадочной системы получают отражение в пространственном взаимоотношении формирующихся складчатых структур разного порядка. При этом, конечно, следует иметь в виду, что характер структурообразования зависит в большой (а нередко в решающей) степени от масштаба и интенсивности проявлений разгрузки флюидов. При слабых проявлениях разгрузки осадочная система может растратить флюидогеодинамическую энергию без существенного структурообразования; при весьма мощных — система турбулизуется, основные текстурные соотношения осадочных пород коренным образом нарушаются, разные литологические элементы перемещиваются, в целом возникают брекчированные образования.

Таким образом, можно сказать, что особенности складкообразования по флюидогеодинамическому механизму определяются соотношениями состава и мощностей элементов, слагающих осадочную систему, и параметрами активной (флюидной) части системы — качеством и количеством флюидов, мерой их напряженности (величиной вторичного давления) и др.

Второе условие также в конце концов зависит от состава и других особенностей пород, но не столько пород, претерпевающих деформации, сколько залегающих под ними и продуцирующих флюиды. В этом отношении весьма важны виды и количества геологически связанных флюидов, поскольку от этого (хотя и не только от этого) зависит ход вытеснения и разгрузки поступающих вверх флюидов. Для флюидогеодинамических процессов, совершающихся на стадиях диагенеза и катагенеза в терригенных и галогенных отложениях, основную роль играют геологически связанные в процессе осадконакопления постседиментационные воды.

Не следует думать, что флюидогеодинамические структурообразующие (так же, как и геохимические) явления протекают обязательно при очень больших количествах флюидов, что они требуют, например, очень больших количеств постседиментационных вод. Конечно, в ряде случаев (например, в момент активных проявлений крупных грязевых вулканов) в процессах участвуют большие количества разгружающих-

ся флюидов. В подавляющем же большинстве случаев при формировании обычных складок разного порядка масса участвующих флюидов не так уж велика. Главное не в том, сколько флюидов в данной осадочной системе. Так, в отложениях аллювия в грунтовых потоках может содержаться много воды, но вода эта не принадлежит флюидогеодинамической системе. Главное в той особой механической активности, которой обусловлена напряженность системы флюид — порода под действием вторичных давлений и которая при сравнительно небольших количествах флюидной составляющей делает в целом объем осадка повышенно деформативным.

Следует подчеркнуть, что в соляных отложениях преобладающее большинство складчатых структур первого, второго и третьего порядков и связанных с ними геохимических преобразований возникло под действием весьма ограниченного количества разгружающихся рассолов; там же, где масштабы разгрузки значительно усиливались, дело доходило до полного разрушения соляной толщи. Образование складчатых структур и геохимические преобразования, наблюдаемые в сильвинитовой и карналлитовой зонах Верхнекамского месторождения, протекали под воздействием почти исключительно постседиментационных рассолов соленосной и реже глинисто-ангидритовой толщ.

Для понимания специфики структурных и геохимических преобразований на стадиях диатогенеза и катагенеза следует иметь в виду еще одно важное обстоятельство, а именно — неравномерность процесса вытеснения и разгрузки. Уплотняющаяся осадочная система неравномерно во времени и пространстве порождает в разных местах различные по величине очаги накопления флюидов.

В пределах единой геостатически напряженной осадочной системы крупного плана, вследствие постоянного нарушения ее равновесия, по различным путям (контакты напластования, трещины-гидроразрывы), с той или иной интенсивностью и с разным ритмом потоки флюидов (вод) передают в различные места осадочной системы механические импульсы вторичного давления. Отдельные потоки объединяются, сливаются, и в целом образуется система флюидогеодинамических потоков разного плана, координирующаяся с формированием структур разного порядка. И хотя процесс упорядочения пространственной системы разгружающихся флюидов в мощной осадочной системе получает ведущее значение, но не исключает появления в любой момент каких-либо местных, случайных флюидогеодинамических источников, как бы осложняющих основную структуру флюидогеодинамики. Сказанным объясняется многообразие пространственных форм проявления движения подземных вод в галогенных толщах на стадиях диатогенеза и катагенеза и связанное с ним богатство проявлений постседиментационных вторичных преобразований.

## ЛИТЕРАТУРА

**Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е.** Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л., Изд-во ЛГУ, 1973. 296 с.

**Голубев Б. М.** Роль послонного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения. — В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., «Недра», 1972, с. 100—111. (Труды ВНИИГ, вып. 80).

**Иванов А. А.** О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей. — В кн.: Геология месторождений калийных солей. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 153—180. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 99).

**Кислик В. З.** Зоны замещения сильвинитов каменной солью на втором калийном горизонте Старобинского месторождения и условия их образования. Автореф. канд. дисс. Минск, 1966. 30 с.

**Ходьков А. Е.** О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении. Л., «Химиздат», 1956, с. 314—338. (Труды ВНИИГ, вып. 32).

Ходьков А. Е. О динамике подземных вод уплотняющихся морских осадочных толщ и ее структурообразующей роли.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 12, с. 85—94.

Ходьков А. Е., Валукоис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.

Ходькова С. В. Минералы и породы Стебнижского месторождения калийных солей.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 82—91.

Ширко Г. И. Некоторые вопросы механического состояния и поведения горных пород при бурении сверхглубоких скважин.— «Информационный сборник ВИТР», 1962, № 34, с. 5—45.

*Е. В. ПИННЕКЕР*

## **ВЛИЯНИЕ ФАКТОРА ВРЕМЕНИ НА ГИДРОГЕОДИНАМИКУ СОЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ**

Принципиальная схема гидрогеодинамики соленосных бассейнов обычно дается в виде двух обособленных водонапорных этажей: верхнего — с движением подземных вод под действием гидростатического напора и нижнего, где движущей силой является геостатическое давление. Границей между ними считается поверхность верхнего пласта соли, ниже которой не могут проникать инфильтрационные воды. По мнению И. К. Зайцева (1970), если в верхнем этаже подземные воды движутся от областей питания, представляющих места с повышенным залеганием, к дренам (долинам рек, озерам и морям), то в глубоких горизонтах они перемещаются из наиболее погруженных частей к бортам впадин.

Подобную гидрогеодинамическую схему пытаются распространить чуть ли не на все соленосные бассейны как молодые, так и древние. Однако при детальном анализе на конкретных соленосных бассейнах выявилось, что это лишь частный случай и гидрогеодинамику соленосных бассейнов нельзя уложить в такое «прокрустово ложе». Недостаток названной схемы в том, что она не учитывает должным образом фактор времени, рассматривает гидрогеодинамику в отрыве от геологической истории бассейна.

Общепринятым является выделение трех основных типов гидрогеодинамического режима: гидростатического (инфильтрационного), геостатического (элизонного) и так называемого режима глубинного типа, вызванного восходящим движением флюидов под действием различных внутренних сил (Киссин, 1967). Обособленно эти типы режима не всегда проявляются и часто накладываются друг на друга.

С точки зрения фактора времени современный гидрогеодинамический режим подземных вод отражает определенный этап истории развития бассейна. С учетом пережитой геологической истории могут быть выделены следующие главнейшие стадии гидрогеодинамического режима (рис. 1), которые, несмотря на некоторую схематичность и известную условность, отвечают ходу геологического развития:

**Стадия геостатического режима**, сочетающегося с режимом глубинного типа, иначе говоря, когда отжатие вод из уплотняющихся толщ сочетается с восходящей миграцией флюидов из фундамента. Такой режим имеют бассейны на дне морских акваторий или сравнительно недавно вышедшие из-под уровня моря (Южно-Каспийская впадина). Это области альпийской складчатости. Движение подземных вод как в верхних, так и в нижних горизонтах восходящее, воды инфильтрации еще не успели проникнуть в такие бассейны.

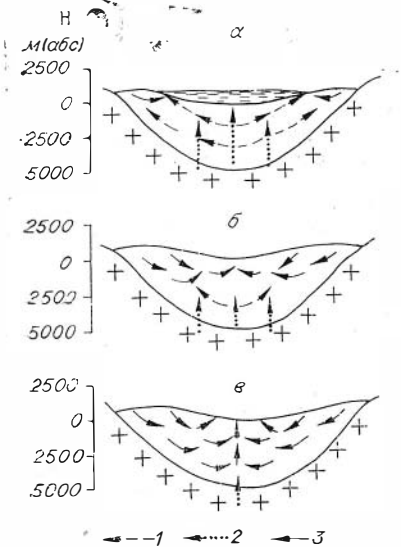


Рис. 1. Основные стадии гидрогеодинамического режима бассейна пластовых вод.

1 — геостатическое давление (геостатический тип режима); 2 — внутренние силы (глубинный тип режима); 3 — гидростатический напор (гидростатический тип режима).  
 а — впадины в активизированных зонах (альпийская складчатость); б — молодые (эпигерцинские) платформы; в — древние платформы.

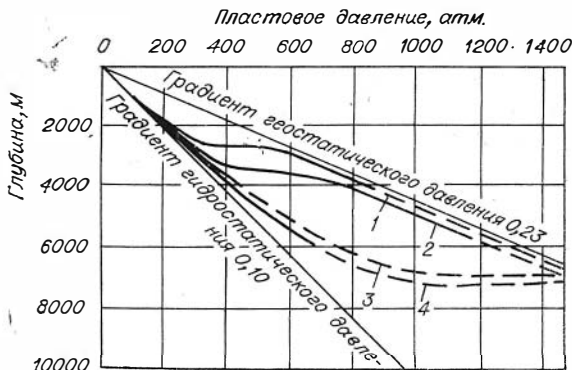


Рис. 2. Схема изменения природы литостатических давлений с глубиной (Ежов, Вдовин, 1970).  
 Области складчатости: 1 — альпийская; 2 — герцинская; 3 — байкальская; 4 — дорифейская.

**Стадия переходного режима, при котором на названные два типа режима накладывается третий — гидростатический, который господствует в верхнем этаже, а в нижнем сохраняются геостатический режим и режим глубинного типа.** На этой стадии находятся молодые платформы типа Туранской.

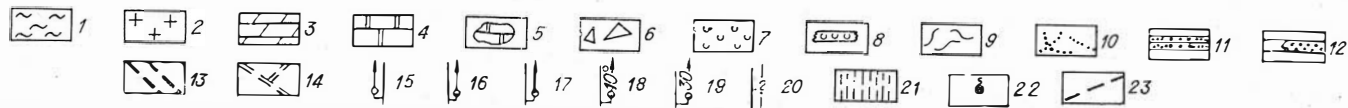
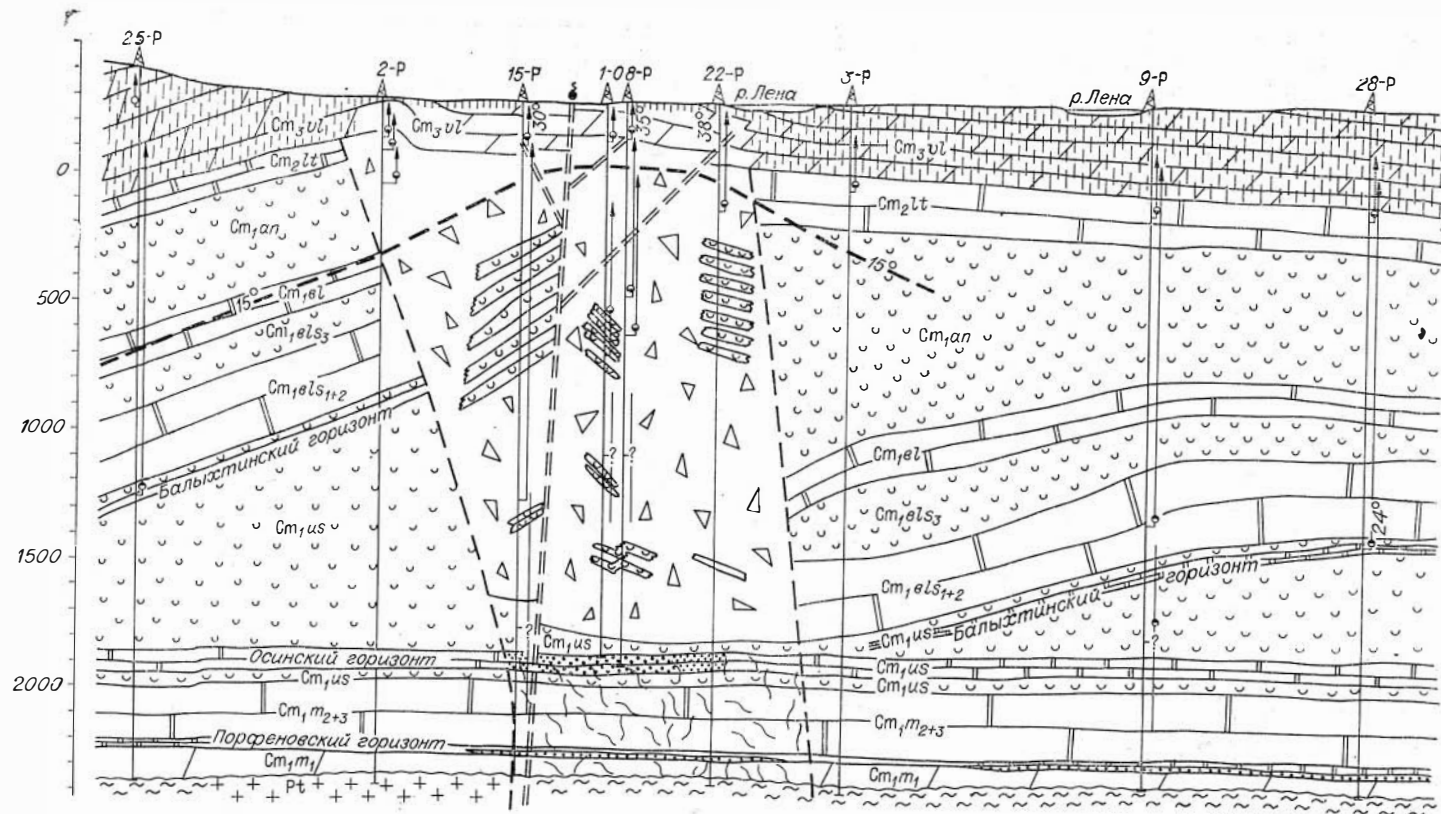
**Стадия гидростатического режима наступает, когда гидростатический напор распространяется на весь осадочный чехол и достигает, по данным опробования**

в Техасе, глубины 5—6,5 км. На этой стадии находятся древние платформы (Русская, Сибирская и т. д.).

Подтверждением реальности перечисленных стадий является обобщенная диаграмма (рис. 2), из которой видно, что характер распределения литостатических давлений на глубине зависит от возраста складчатости, создавшей бассейн. Чем моложе бассейн, тем сильнее сказывается влияние тектонических напряжений и вообще внутренних сил. В молодых бассейнах на глубине 2—3 км (а в активизированных зонах даже менее чем с 1 км) начинает проявляться резкое отклонение от линии гидростатического напора и значения литостатического давления становятся равными геостатическому давлению. Что касается древних платформ (области байкальской и дорифейской складчатости), то тут переход величин литостатического давления от значений гидростатического напора к геостатическому давлению происходит уже на глубине 5—7 км. Та-

Рис. 3. Схематический геолого-гидрогеологический разрез вкост простирания Марковской зоны нарушения. Составил А. А. Дзюба.

1 — кристаллические сланцы; 2 — граниты; 3 — алевролиты, мергели и песчаники; 4 — доломиты и известняки; 5 — тектонически переработанные, дислоцированные карбонатные породы; 6 — максимально дислоцированные, брекчиевидные карбонатные породы; 7 — выдержанные пласты галогенных пород; 8 — линзы и блоки галогенных пород; 9 — раскрытые тектонически напряженные трещины; 10 — закрытые тектонически напряженные трещины; 11 — промышленная (крупные точки) и непромышленная (мелкие точки) нефтяная залежь осинского горизонта; 12 — промышленная газоконденсатная залежь парфеновского горизонта; 13 — предполагаемая граница ослабленной зоны, тектонически напряженной, с раскрытой трещиноватостью; 14 — предполагаемая линия максимальной тектонической напряженности, с наибольшей раскрытостью трещин; 15—20 — скважины, вскрывшие: 15 — гидрокарбонатные или сульфатные магниво-кальциевые пресные воды, 16 — хлоридные натриевые соленые воды или рассолы, 17 — хлоридные кальциевые рассолы, 18 — подземные воды, температура которых соответствует фоновому значению геотермического градиента (цифра — температура воды, °С), 19 — подземные воды, имеющие аномально высокую температуру (цифра — температура воды), 20 — подземные воды неустановленного стратиграфического положения; 21 — зона пресных гидрокарбонатных или сульфатных магниво-кальциевых вод; 22 — родник хлоридных натриевых вод; 23 — изотерма пород 15°С.





ким образом, в чехле древних платформ гидростатический напор распространяется практически на всю мощность осадочной толщи, которая, как известно, редко превышает 5—7 км.

Приведенные модели соответствуют бассейнам как с соленосными, так и пресноводными отложениями. Естественно, выдержанные пласты солей затрудняют распространение гидростатического напора в глубокие горизонты и разгрузку из них рассолов. Однако «открытые» разломы, секущие осадочный чехол, могут считаться теми каналами, по которым в соленосных бассейнах за геологически длительное время происходит и питание, и разгрузка подземных вод. Например, на Марковском нефтегазовом месторождении на Сибирской платформе (рис. 3) сплошность соляных пластов нарушена, а зона разлома представлена раздробленными доломитами (Дзюба, 1969). Насколько интенсивна разгрузка рассолов из глубоких горизонтов, можно судить по центральной части Тунгусской синеклизы: здесь на громадной площади по «открытым» разломам происходит разгрузка концентрированных рассолов в количествах, соизмеримых с разгрузкой из верхних горизонтов.

Итак, тенденция исторического развития бассейнов подземных вод — внедрение вод инфильтрации. Влияние гидростатического напора с течением времени возрастает; в древних бассейнах затухает восходящая миграция флюидов и тектоническая напряженность.

В заключение необходимо указать, что приведенная стадийность гидрогеодинамического режима носит самый общий характер. Нередки более сложные случаи, когда в соленосном бассейне по вертикали гидростатический режим сменяется геостатическим, а затем снова гидростатическим. Точно так же режим глубинного типа (в частности, восходящая миграция гидротерм) обычно не распространяется на весь бассейн, а проявляется локально.

## ЛИТЕРАТУРА

Дзюба А. А. Эволюция гидрогеологической структуры восточной окраины Иркутского амфитеатра в условиях континентальной обстановки.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. Иркутск, 1969, с. 35—42.

Ежов Ю. А., Вдовин Ю. П. К вопросу о вертикальной гидродинамической зональности земной коры.— «Сов. геология», 1970, № 8, с. 66—76.

Зайцев И. К. Гидродинамика артезианских бассейнов в современную и минувшие геологические эпохи.— В кн.: Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970, с. 53—61.

Киссин И. Г. О типах гидродинамического режима в подземной гидросфере.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 5, с. 1123—1126.

*А. И. ПОЛИВАНОВА*

## РАССОЛЫ СОЛЕРОДНЫХ БАСЕЙНОВ И ПОДЗЕМНЫЕ РАССОЛЫ РАЙОНОВ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Природные рассолы, имеют, как правило, хлоридный состав. Они формируются в результате двух основных процессов — испарения, протекающего на поверхности земли в аридных условиях, и растворения соленосных пород, возможного как на поверхности земли, так и в осадочной толще. Большинство природных рассолов испарения было продуктом сгущения морской воды, о чем можно судить по характеру и распространению солей, выпадавших в осадок (Валяшко, 1962). Состав рассолов испарения зависит от степени их сгущения и определяет

ся способностью различных элементов накапливаться в растворе. Состав рассолов растворения зависит от состава растворяемых солей, однако в основном он хлоридно-натриевый, в связи с преимущественным распространением среди соленосных отложений галита. Различия между рассолами испарения и растворения достаточно четко устанавливаются по ряду геохимических показателей (Валяшко и др., 1966).

Изменение химического состава морской воды при ее испарении детально изучалось группой исследователей во главе с М. Г. Валяшко (Валяшко, Мандрыкина, 1952; Валяшко, 1962; Валяшко и др., 1969; Геохимия и генезис рассолов..., 1965; и др.). Меньше данных о изменении ее изотопного состава\*.

По данным экспериментальных исследований, содержание тяжелых изотопов водорода и кислорода в процессе испарения морской воды сначала увеличивается, а затем, после начала садки галита, резко уменьшается, что обуславливает значительно более легкий изотопный состав рассолов высокой степени сгущения, чем морской воды. Очень интересны данные о поведении растворенного органического вещества, впервые полученные А. И. Поливановой и О. Ф. Тузуковой. Содержание его при испарении морской воды последовательно увеличивается, достигая в рассолах высокой степени сгущения очень большой концентрации (до 1,5 г/л), причем более 80% представлены нелетучими соединениями.

Несмотря на то, что формирование рассолов испарения происходило на поверхности земли, они, как и рассолы растворения, широко распространены в осадочной толще, причем рассолы обоих типов связаны с областями соленакопления. Однако в то время как преимущественное распространение рассолов растворения характерно для надсолевого комплекса, рассолы испарения приурочены к внутрисолевым и подсолевым отложениям. Характерно при этом, что не только внутрисолевые, но и подсолевые рассолы практически идентичны рассолам солеродных бассейнов (с учетом метаморфизации и некоторого разбавления). Такие рассолы обнаружены в Иркутском амфитеатре, Припятской впадине, Предуральском и Предкарпатском прогибах и др. Правда, в некоторых случаях в формировании состава подсолевых рассолов существенное значение может приобрести и процесс растворения. Но это бывает либо в районах с небольшой площадью соленакопления (Верхне-Печорская впадина, Центральные области Русской платформы), либо в периферийных частях областей распространения соленосных пород (Амударьинская впадина).

Если присутствие рассолов солеродных бассейнов в самой соленосной толще легко объяснить их совместным захоронением, то появление таких рассолов в подсолевых отложениях возможно, по нашему мнению, либо в результате гравитационного опускания, либо вследствие отложения межкристальной рапы. Однако учитывая быстрое уплотнение соляных пород и превращение их при этом в непроницаемый пласт и что отжатие происходит не только вниз, а преимущественно вверх, следует прийти к выводу, что количество рапы, которая может поступить в подсолевые отложения при уплотнении соленосной толщи, очень невелико. Основное же значение должно иметь гравитационное опускание тяжелых рассолов. Оно начинается уже на стадии подготовительного бассейна и протекает особенно интенсивно на стадии бассейна солеродного, когда минерализация рассолов достигает максимальных значений. Отдельные высказывания о возможности гравитационного опускания известны уже давно. Однако движение это долгое время оставалось мало исследованным и на него практически внимания не обращали. Систематическое экспериментальное изучение

\* Этому вопросу посвящена специальная статья в настоящем сборнике.

этого движения началось только в 1958 г. в МГУ (Валяшко и др., 1963) и было продолжено во ВНИИГАЗе (Поливанова, 1967, 1973). Проведенные исследования показали, что когда более минерализованная вода находится над менее минерализованной, возникает перераспределение вод по удельным весам. Более тяжелая жидкость струями опускается вниз, а более легкая, струями же, поднимается вверх. Такое перемещение было названо струйным гравитационным движением. Было установлено, что перераспределение вод разного удельного веса происходит изохорически, т. е. без изменения объемов. Оно возникает как в вертикальном направлении, так и в наклонном, по поверхности непроницаемого пласта. Струйное гравитационное движение возможно как в статической, так и в гидродинамической водонапорной системе, в которой движение, обусловленное разностью напоров, направлено навстречу тяжелому потоку, опускающемуся под влиянием разности удельных весов. При перераспределении вод наблюдается смешивание растворов, благодаря чему опускающийся рассол всегда несколько разбавлен по сравнению с исходным. Скорость гравитационного опускания увеличивается с увеличением разности удельных весов, проницаемости пород и наклона пласта и уменьшается с увеличением вязкости растворов и длины пути опускания (в связи с разбавлением).

Очень характерно для струйного гравитационного движения образование конуса растекания — своеобразной фигуры, которую образует тяжелая струя опускающегося раствора, встретив на своем пути непроницаемый или слабопроницаемый пласт (рис. 1). Рассол либо растекается по его поверхности, если она горизонтальна, либо стекает по ней, если она наклонна, скапливаясь в ближайших впадинах. Нарушения непроницаемого пласта, зоны его выклинивания, фациального замещения и т. д. служат путями вертикального опускания рассолов. Пока существует связь источника рассола с подстилающими отложениями, существует и конус растекания (рис. 1, I, II), причем максимальная минерализация характерна для источника рассола, т. е. для вершины конуса растекания. Когда связь эта прекращается (рис. 1, III—IV), конус растекания постепенно выколаживается, а наиболее концентрированные воды скапливаются в его основании. В конечном итоге рассол занимает самое низкое положение в системе. Если связь прекращается еще до того, как тяжелая струя достигнет непроницаемого пласта, рассол опускается в виде вытянутой капли с максимальной минерализацией внутри нее, а достигнув непроницаемого пласта, опять-таки образует конус растекания. Таким образом, при струйном гравитационном движении, в зависимости от связи с источником рассола, длительности опускания и его скорости, наличия непроницаемых пластов и т. д. формируется прямая или обратная вертикальная гидрохимическая зональность, а также зональность смешанного типа.

О поведении тяжелых и легких вод при их перераспределении можно судить по поставленному нами опыту (рис. 2). Прозрачные кюветы (размером 80×40×3 см) заполнялись мелкозернистым песком и пресной водой, два слоя которой окрашивались. Вверху находилась впадина, заполненная концентрированным раствором  $\text{CoCl}_2$  темно-красного цвета, — источник рассола, постоянство которого достигалось добавлением хорошо растворимой твердой соли. Сначала под источником рассола возникала вертикальная струя тяжелых вод. Слой окрашенной пресной воды под ней постепенно прогибался, утончался и, наконец, вода этого слоя полностью отжималась в стороны и вверх. Образование конуса растекания сопровождалось дальнейшим подъемом сначала пресной воды, а затем разбавленных рассолов, образовавшихся в результате частичного смешивания с водой.

Глинистые породы не являются полностью непроницаемой преградой на пути движения опускающихся рассолов. Наличие глинистых

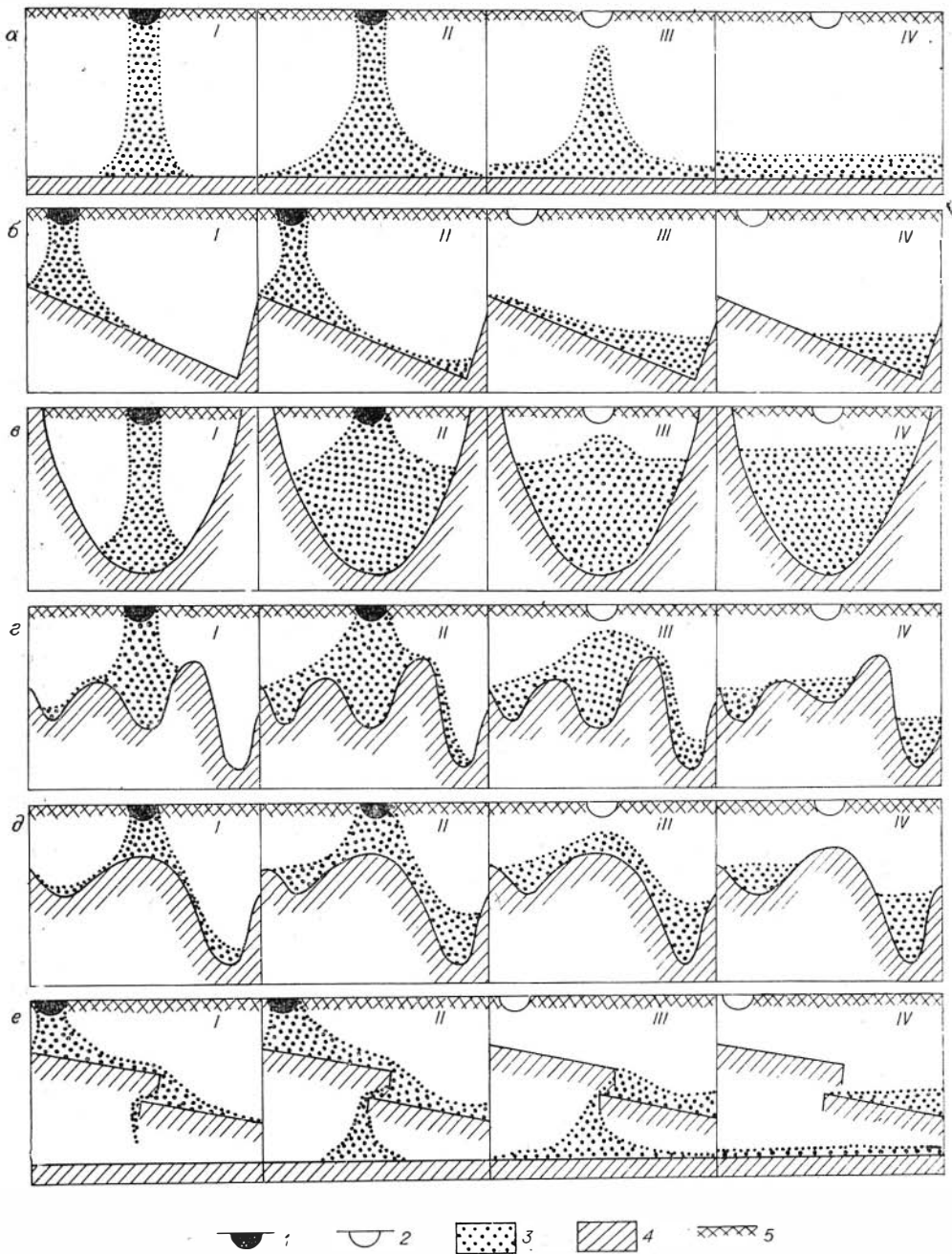


Рис. 1. Схема образования конуса растекания в различных геоструктурных условиях. 1-2 — солеродный бассейн (источник рассола): 1 — связь рассола с подстилающими отложениями существует; 2 — связь рассола с подстилающими отложениями прекратилась; 3 — опускающийся рассол; 4 — непроницаемый пласт; 5 — поверхность земли.

пластов лишь замедляет скорость их перемещения. При этом рассол не только растекается по поверхности глин или стекает по ней, но и проникает непосредственно в глины. Такое проникновение возможно как по порам, так и по трещинам, возникающим в глинах при их соприкосновении с рассолами (опыты проводились со слабо уплотненными глинами). Наиболее интенсивно проникновение рассола через глины идет во впадинах.

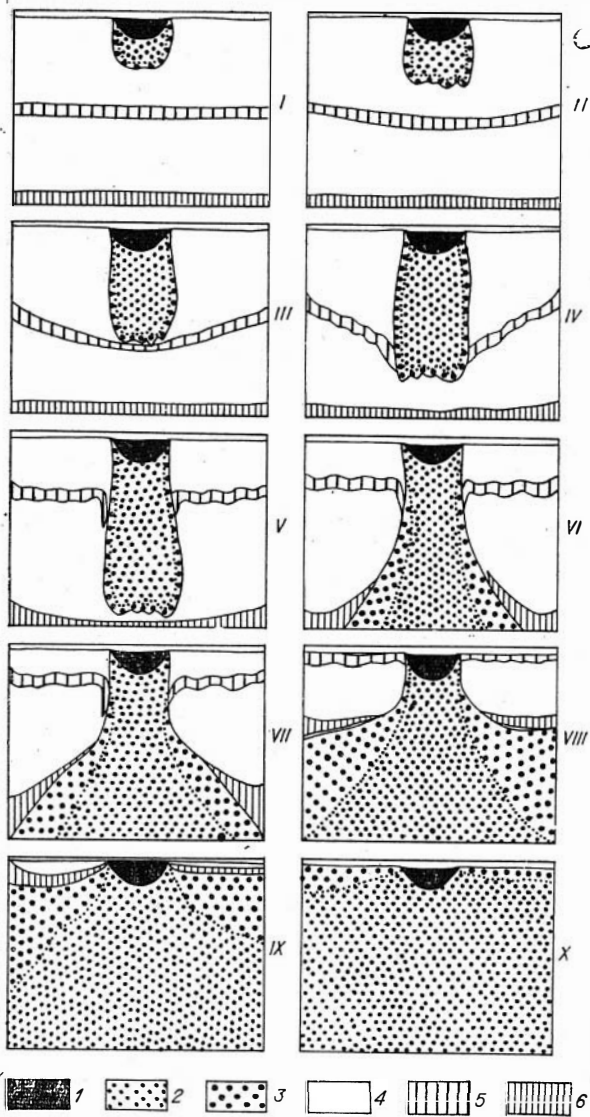


Рис. 2. Поведение тяжелых и легких вод при струйном гравитационном движении.

1 — источник рассола; 2—3 — опускающийся рассол более (2) и менее (3) минерализованный; 4 — пресная вода; 5—6 — верхний (5) и нижний (6) слои окрашенной пресной воды; I—X — последовательность движения.

зультате проведенных экспериментов нам наблюдаемое перераспределение, как это ни парадоксально, действительно обусловлено силами гравитации. Оно становится возможным потому, что при солприкосновении растворов определенного состава удельный вес их меняется. Изменение это может быть столь велико, что раствор, первоначально более легкий, станет более тяжелым и наоборот. Такое явление связано в основном с характером гидратации ионов, присутствующих в растворе. На контакте двух жидкостей происходит дегидратация ионов, обладающих более высокой гидратационной способностью. Освобождающаяся при этом вода струями поднима-

Природной моделью струйного гравитационного движения являются районы солеотвалов и хранилищ промышленных стоков, где установлено и появление вертикально опускающейся струи, и образование конуса растекания, и стекание рассола вниз по падению пласта.

Состав рассола может оказать существенное влияние на характер перераспределения вод по удельным весам (Поливанова, 1972, 1973). Нам обнаружено очень любопытное ранее неизвестное явление. Оказалось, что при определенном соотношении состава растворов их перераспределение возможно и тогда, когда более легкая жидкость находится сверху, и, наоборот, оно может не возникать даже в том случае, когда верхняя жидкость имеет больший удельный вес. Внешне перераспределение растворов при положении более легкой жидкости над более тяжелой ничем не отличается от струйного гравитационного движения — также возникают опускающиеся и поднимающиеся конусы растекания и только скорость опускания увеличивается не с увеличением, а с уменьшением разности удельных весов. В ре-

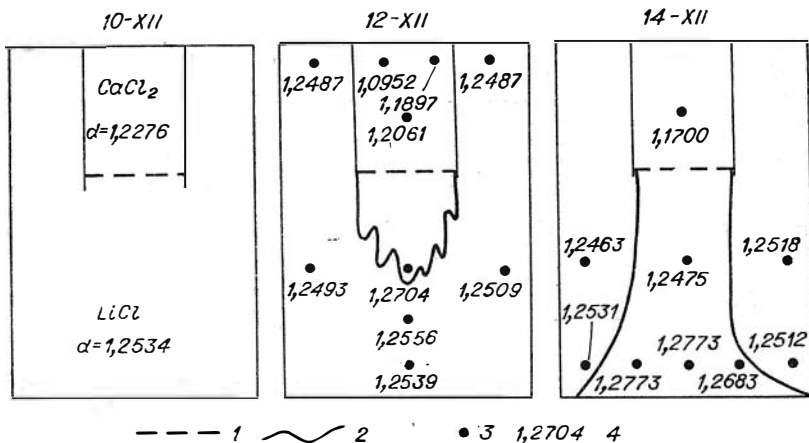


Рис. 3. Возникновение струйного гравитационного движения при положении более легкого раствора над более тяжелым.

1 — первоначальный контакт раствора  $\text{CaCl}_2$  ( $d=1,2276$ ) и  $\text{LiCl}$  ( $d=1,2534$ ); 2 — контур опускающейся струи; 3 — точки отбора; 4 — удельный вес раствора в точке отбора.

Гидратационная способность  $\text{CO}^{++}$  много больше, чем  $\text{Li}^+$ .

ется вверх, а оставшийся раствор утяжеляется. Если раствор с более гидратированными ионами находится в верхней части системы, то даже при первоначально меньшем удельном весе он, благодаря дегидратации, может стать тяжелее, чем нижний, что приведет к возникновению струйного гравитационного движения (рис. 3. Опыт проведен в кювете, заполненной песком; верхняя часть кюветы разделена вклеенными пластинками на три отсека). Если раствор с более гидратированными ионами находится внизу и имеет меньший удельный вес, то освобождающаяся при дегидратации вода, поднимаясь, может настолько разбавить верхний раствор, что из первоначально более тяжелого он станет более легким и потеряет способность гравитационного опускания. Такое явление мы наблюдали только до определенного максимума разности удельных весов, меняющегося в зависимости от состава растворов (в наших опытах до  $0,12 \text{ г/см}^3$ ).

В природных условиях дегидратация и подъем струй освобождающейся воды, опускание первоначально более легких растворов в более тяжелые и т. д. должны происходить при соприкосновении кальциевых и магниевых растворов с растворами калия и натрия, поскольку  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{Mg}^{++}$  характеризуются значительно большей гидратационной способностью, чем  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$ . При одинаковом катионном составе такое же явление возможно при соприкосновении сульфатных растворов с хлоридными (гидратационная способность  $\text{SO}_4^-$  больше, чем  $\text{Cl}^-$ ). Вероятно, все это играет известную роль в формировании отдельных особенностей состава соляных отложений.

Региональное распространение под солями рассолов солеродных бассейнов, быстрое засоление подземных вод под солеотвалами и хранилищами промышленных стоков, а также результаты экспериментальных исследований позволяют сделать вывод, что положение бассейна с высокоминерализованной водой на поверхности земли, т. е. в самой верхней части гидросферы, является неустойчивым. В этом случае возникает струйное гравитационное движение и рассолы солеродных бассейнов опускаются в подстилающие отложения. Таким образом, подсолевые рассолы являются седиментационными рассолами солеродных бассейнов, эпигенетичными по отношению к породам подсолевого комплекса.

## ЛИТЕРАТУРА

- Блох А. М.** Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969. 216 с.
- Валяшко М. Г.** Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Лаврова А. Н.** Поведение некоторых микроэлементов в эвтоническую стадию сгущения морской воды.—«Геохимия», 1969, № 5, с. 614—619.
- Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садыков Л. З.** Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1966. 71 с.
- Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В.** Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак.— В кн.: Соляные озера, методы их изучения и использования. Л.— М., Госхимиздат, 1952, с. 54—93. (Труды ВНИИГалургии, вып. XXIII).
- Валяшко М. Г., Поливанова А. И.** Пути формирования рассолов и их перемещение в осадочной толще.— В кн.: Труды научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии, вып. 2. М., «Недра», 1968, с. 177—189.
- Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К.** Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых средах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 312—328.
- Власовский О. Н.** К вопросу фильтрации протоктов в подземные воды.— «Геологичный журнал», 1966, вып. 26, № 5, с. 89—91.
- Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра.** М., «Наука», 1965. 159 с.
- Колпашников Г. А., Клементьев В. П., Еременко Ю. П.** Процессы засоления пород и подземных вод твердыми отходами калийных производств Солигорских комбинатов.— «Докл. АН БССР», 1970, т. XIV, № 5, с. 443—446.
- Парфенова Н. И.** Диффузионные процессы в морских супесях и суглинках на контакте с солями.— «Докл. АН БССР», 1965, т. IX, № 7, с. 473—476.
- Поливанова А. И.** Некоторые особенности движения и формирования состава подземных вод (по данным экспериментальных исследований).— В кн.: Материалы газоносных районов СССР. М., «Недра», 1967, с. 186—236. (Труды ВНИИГАЗа, вып. 27(35)).
- Поливанова А. И.** Новое явление в области движения жидкостей разного удельного веса.— В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., Изд-во РТП ГО СССР, 1972, с. 84—87.
- Поливанова А. И.** Роль гравитации в формировании пластовых и поровых рассолов.— В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Минск, «Наука и техника», 1973, с. 174—177.
- Филонов В. А., Лавров А. П.** Геохимия рассолов Припятской впадины.— В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1968, с. 166—168.

*С. Л. ШВАРЦЕВ*

## О ФОРМИРОВАНИИ КРЕПКИХ И ПРЕДЕЛЬНО НАСЫЩЕННЫХ ПОДЗЕМНЫХ РАССОЛОВ

М. Г. Валяшко (1974) в своем определении понятия галогенеза совершенно справедливо подчеркнул неразрывность путей формирования отложений солей и высококонцентрированных рассолов, представляющих собой две стороны одного и того же природного процесса. Только при таком подходе могут быть правильно поняты, в частности, пути формирования крепких и предельно насыщенных подземных рассолов.

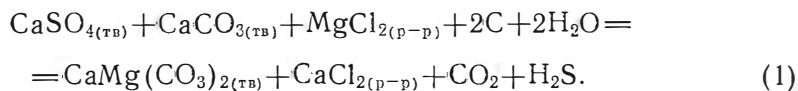
Формирующиеся вместе с соленосными отложениями в солеродных бассейнах маточные рассолы при погружении не остаются неизменными, а метаморфизуют свой состав в соответствии с той физико-химической и термодинамической обстановкой, которая возникает в осадке после его захоронения. Естественно, что преобразование состава вод

немыслимо без участия вмещающих пород и, в частности, минералов солей, растворение или осаждение которых приводит к глубокому преобразованию состава вод. Так, жидкая и твердая, а значит, и газообразная фазы, взаимно влияя друг на друга, постепенно изменяют свой состав. К сожалению, эта очевидная истина, обоснованная в принципе еще в трудах В. И. Вернадского (1960), до сих пор в должной мере не вошла в научный обиход исследователей, что явно тормозит изучение процессов галогенеза в понимании, развиваемом М. Г. Валяшко.

Какие же основные моменты характеризуют эволюцию состава маточных рассолов после их захоронения? Кратко, учитывая небольшой объем статьи, они сводятся к следующему.

Захоронение осадков в солеродном бассейне сопровождается формированием восстановительной геохимической обстановки и восстановлением сульфат-ионов подземных вод до сероводорода, что приводит к нарушению установившегося в бассейне седиментации термодинамического равновесия между раствором и вмещающими сульфатными минералами, которые поэтому начинают растворяться. Так как среди сульфатов соленосных отложений резко преобладает гипс, реже — эпсомит и некоторые другие, раствор обогащается преимущественно кальцием и только в отдельных случаях магнием. А это, в свою очередь, нарушает карбонатное равновесие, также установленное еще в условиях поверхностного (морского) образования маточных рассолов, что неизбежно приводит к растворению кальцита и выпадению в осадок доломита.

Развиваемая здесь схема взаимодействия маточных рассолов с вмещающими галогенно-карбонатными отложениями подробно рассмотрена в специальной работе (Шварцев, 1973), поэтому здесь мы только подчеркнем, что в наиболее общем виде она может быть представлена в форме следующего уравнения:

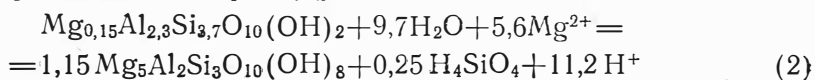


Приведенная реакция наиболее полно и просто объясняет многие известные гидрогеологические и литологические закономерности: низкую сульфатность крепких рассолов, их кислый характер и высокие концентрации в них кальция, стронция, бария, углекислоты и сероводорода, наблюдаемые литологами факты замещения кальцита доломитом (Страхов, 1962; и др.), уменьшения с глубиной в карбонатных отложениях отношения  $r\text{Ca}/r\text{Mg}$  и многие другие. Все это позволяет раскрыть причины преобразования маточных рассолов хлоридно-сульфатно-магниевого состава в хлоридно-кальциевые, которые мы наблюдаем в подземных галогенных отложениях.

Таким образом, взаимодействием маточных рассолов с вмещающими сульфатно-карбонатными отложениями на стадиях диагенеза и катагенеза осадков удастся объяснить многие спорные моменты геохимии подземных вод и постседиментационного преобразования соленосных отложений. Однако при изучении путей формирования крепких и сверхкрепких рассолов нельзя ограничиваться рассмотрением только характера и взаимодействия с карбонатно-сульфатными отложениями, а необходимо учитывать и направленность диагенетического и катагенетического преобразований терригенно-осадочного материала, который в той или иной мере всегда присутствует в отложениях солеродного бассейна и который также преобразуется при обязательном участии подземных вод. К сожалению, второй аспект взаимодействия воды с вмещающими алюмосиликатными породами, как правило, выпадает из поля зрения гидрогеологов, хотя и подчеркивался геохимиками (Лебедев, 1965).



Известно, что диагенез и катагенез глинистых минералов в наиболее общем виде заключаются в перекристаллизации монтмориллонита и каолинита в гидрослюда и хлорит, что подтверждено неоднократно не только геологически (Мюллер, 1971; и др.), но и экспериментально (Белов и др., 1974). Такое превращение глин сопровождается разложением значительных количеств воды. Так, например, перекристаллизация монтмориллонита в хлорит (2)



приводит к разложению более 35 вес. % воды, т. е. почти в 2 раза больше того ее количества, которое имеется в решетке монтмориллонита в различных формах.

Захороненные терригенные осадки также не остаются неизменными, а разрушаются подземными водами при участии углекислоты с образованием аутигенных глинистых и карбонатных минералов (бескислородное выветривание), что требует не меньшего количества воды (20—40 вес. %). Наконец, растворение ангидрита и кальцита с образованием доломитов по реакции (1) также сопровождается разложением (6,8 вес. %) воды. Все это позволяет нам обосновать принципиальное положение о том, что количество погребенного водного раствора в солеродном бассейне не остается постоянным, а уменьшается с течением времени, т. е. молекулы воды, как химического соединения, постепенно исчезают, образуя продукты своей диссоциации, которые связываются глинами и карбонатами. При этом, чем более глубоким катагенетическим преобразованиям подверглись осадочные породы, тем большее количество воды разложилось.

Следовательно, при захоронении подземных вод вместе с соленосными осадками в той или иной мере продолжается начатый еще в морском бассейне процесс сгущения высококонцентрированных рассолов и выпадения из них в осадок соответствующих солей. Однако вызван этот процесс не испарением, а химическим разложением воды. Состав выпадающих из раствора солей определяется стадией сгущения рапы в солеродном бассейне, а направленность эволюции состава последней принципиально носит тот же характер, который установлен при солнечном испарении морской воды (Валяшко, 1963), хотя в деталях вследствие наличия в захороняющихся осадках других геохимических процессов она может иметь существенные отклонения.

Изложенные представления о разложении воды в глинах и терригенных осадках позволяют объяснить причины более высокой, по сравнению с океанической водой различной степени сгущения, минерализации подземных рассолов, причины повышенного содержания в них брома, лития, на определенных стадиях сгущения — калия, рубидия, таллия, низкие концентрации натрия и других элементов. Иными словами, при разложении воды в растворе накапливаются только те элементы, насыщение которых не достигается на данной стадии эволюции рассола, или если элемент не встречает на своем пути соответствующего геохимического барьера. И только когда достигается насыщение воды тем или иным компонентом, он выпадает в осадок и его накопление в растворе замедляется.

Разложением воды объясняются и наблюдаемые факты явно катагенетического (эпигенетического) засоления различных пород в соленосных бассейнах. В качестве примера сошлемся на работу Ю. И. Марьенко и В. Л. Тюменцева (1973), которые в породах венда Иркутского амфитеатра установили широкое развитие эпигенетических галита, ангидрита и гипса. Еще к более определенным выводам приходит А. С. Анциферов (1974), который, обобщая данные по вторичному за-

солению нижнекембрийских и вендских песчаников Иркутского амфитеатра, пишет: «По-видимому, засоление песчаников парфеновского и других горизонтов мотской и ушаковской свит является следствием сложных постседиментационных процессов, протекающих в осадочной толще под воздействием различных геологических факторов и главным образом в результате формирования хлоридных кальциевых рассолов, которое сопровождалось выпадением в осадок хлоридов натрия» (с. 74). Мы должны присоединиться к мнению А. С. Анциферова, что вторичная засоленность песчаников до настоящего времени только фиксировалась, но не изучалась и поэтому данный вопрос требует специальных исследований. С развиваемых здесь позиций становятся понятными и факты обнаружения галита в магматических и метаморфических породах и другие неожиданные явления, которые дают повод некоторым исследователям связывать солеобразование с глубинными процессами.

Таким образом, взаимодействием солеродной рапы с вмещающими породами на стадиях их диагенеза и катагенеза с учетом явлений химического разложения воды при ее взаимодействии с силикатными породами удается объяснить многие спорные моменты галогенеза, включая проблемы формирования крепких и предельно насыщенных рассолов и постседиментационного преобразования соленосных осадков.

В заключение отметим, что эволюция состава рассолов и вмещающих их пород — это две стороны одного и того же процесса и поэтому изучение их необходимо вести одновременно, учитывая не только объемы растворенных, осажденных или преобразованных пород, но и объемы изменения (разложения) воды, так как в солеродном бассейне мы, как правило, имеем дело с гидрогеологически закрытой структурой. Это, конечно, не исключает проникновения в соленосные отложения инфильтрационных вод, которые, растворяя соли и смешиваясь с первично седиментационными рассолами, усложняют природную обстановку. Однако критерии выделения инфильтрационных вод, разработанные М. Г. Валяшко (1963), являются достаточно надежными и такие воды нами в данном случае не рассматривались.

## ЛИТЕРАТУРА

Анциферов А. С. О выпадении солей из нижнекембрийских и вендских рассолов в Иркутском амфитеатре.— «Геология нефти и газа», 1974, № 4, с. 70—76.

Белов Н. В., Зхус И. Д., Крутова Г. И., Павлова Н. Н. О трансформации глинистых минералов в присутствии органических соединений.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 6, с. 1451—1457.

Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн. Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 253—277.

Валяшко М. Г. О содержании термина «гологенез».— «Геохимия», 1974, № 2, с. 313—315.

Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. IV, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 562 с.

Лебедев В. И. Энергия гидратации, ионный обмен и причины образования существенно хлоркальциевых глубинных вод.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 237—248.

Марьенко Ю. И., Тюменцев В. Л. Типы перекристаллизации карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра в связи с их возможной нефтегазоносностью.— «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 3, с. 66—75.

Мюллер Г. Диагенез и катагенез глинистых осадков.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 122—164.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Шварцев С. Л. Источники кальция, стронция и бария крепких и сверхкрепких рассолов хлоридно-кальциевого типа (в связи с формированием последних).— «Геол. и геофиз.», 1973, № 6, с. 23—30.

## ГИДРОХЛОРОСФЕРА ЗЕМЛИ, КАК ПЕРВИЧНЫЙ ИСТОЧНИК ХЛОРИДНЫХ СОЛЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРИЧИНЫ ЕЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ В ЛИТОСФЕРЕ

Самым крупным феноменом в неорганической природе наружных геосфер, бесспорно, является неожиданное и резкое преобладание минерализованных и рассольных вод не какого-либо иного, а именно хлоридного класса. Вопросы, почему около 95% поверхностных и порядка 98% подземных вод выше границы Конрада принадлежат не к сульфатным и не к гидрокарбонатным водам, остаются в широких кругах академической гидрологии и гидрогеологии без удовлетворительного ответа. Распространенность хлоридных минерализованных поверхностных вод общеизвестна. Для подземных же вод выше поверхности Конрада это установлено многими сотнями тысяч буровых скважин, пробуренных на различнейших структурах всех континентов, включая кристаллические щиты (Фенноскандия, Канадский и др.). Поэтому такой крупнейший глобальный феномен заслуживает выделения в особое понятие: **«гидрохлоросфера»**.

Гидрохлоросфера имеет единый первичный генезис. Весьма многообразны вторичные изменения гидрохлоросферы в зоне гипергенеза, где наблюдается по преимуществу «круговая» динамика (снизу вверх, сверху вниз и латеральная) как пресных, так и минерализованных и рассольных, как поверхностных, так и подземных, как свободных, так и связанных природных вод.

Гидрохлоросфера является основным и первичным источником всех вод любого состава в наружных оболочках нашей планеты в гипергенных условиях. Все существующие гипотезы вторичного происхождения природных вод в этих условиях могут быть признаны справедливыми лишь для отдельных отрезков пространства и времени.

Гидрохлоросфера подчиняется, в зависимости от генезиса и глубины нахождения, достаточно отчетливой геохимической стратификации. По пространственному расположению, подобно всей гидросфере в целом, она может быть разделена на находящуюся в наземной атмосфере, на поверхности Земли и в ее недрах, и, подобно другим земным геосферам, не имеет четко выраженных устойчивых границ.

У нас пойдет речь только о части гидрохлоросферы — подземной, кровля которой подчас совпадает с дневной поверхностью, в других же случаях опускается на десятки, сотни и, как редкий случай, на тысячу и даже больше метров. Но и в этом случае ниже залегают хлоридные минерализованные и рассольные воды. Подошва подземной гидрохлоросферы ни разу не была вскрыта и гипотетически осредненно может быть принята где-то на глубине границы Конрада; в среднем около 20 км, со средней температурой для континентов около 550°C и со средним литостатическим давлением около 5—6 кбар.

Гидрохлоросфера подстилается глубже залегающей гидросферой, представленной предельно насыщенными, в соответствии с существующей там термодинамической обстановкой, рассолами и расплавами не хлоридного класса, а, вероятно, с преобладанием вместо хлора крем-

---

**От редакции.** Спорность основных выводов автора о происхождении высокоминерализованных хлоридно-кальциевых подземных рассолов хорошо устанавливается при сравнении с материалами, приведенными в статьях М. Г. Валяшко, А. И. Поливановой, С. Л. Шварцева и других в настоящем томе.

ния. Такое предположение вытекает из подсчитанного нами кларка хлора для земных оболочек выше поверхности Мохоровичича. Он составил 0,28% от массы лито- и гидросфер ( $2,5 \cdot 10^{19}$  г). Поэтому ниже границы Конрада в суперкритических условиях, где осредненные значения температуры составляют 550—800°C, а давления около 6—10 кбар, трудно ожидать концентраций по хлору, значительно превышающих 28 г/л.

Чем же объяснить смену силикатной гидросферы примерно ниже границы Конрада, в вышележащих толщах на хлоридную, если учесть, что содержание хлора внизу составляло только 28 г/л? Силикатная составляющая по мере снижения давления и температуры, естественно, выпадала в форме многочисленных силикатных минералов, и при этом валовое количество воды в основном затрачивалось на гидратацию. Хлор же, при существующей термодинамической обстановке, остается в растворе, не участвуя в минералообразовании и, в результате уменьшения водной массы значительно повышает свою концентрацию. Так трансформируются силикатные рассолы в хлоридные.

Подземная гидрохлоросфера в тех пределах, которые были вскрыты буровыми скважинами, выявляет определенную геохимическую стратификацию, выражающуюся в преобладающем катионе. В верхних частях мы встречаем хлоридно-натриевые (очень редко калиевые) рассольные растворы, подстилают же их хлоридно-щелочноземельные (кальциевые и магниевые)

При априорном постулировании положения о том, что глубинные хлоридно-кальциевые и хлоридно-магниевые рассолы имеют экзогенный генезис, т. е. тем или иным способом поступают или поступали в результате инфильтрации вод из вышележащих горизонтов, или из поверхностных водоемов, не удавалось найти удовлетворительного объяснения процессам, приведшим к образованию хлоридно-кальциевых и магниевых вод. Но, если привести эту проблему в соответствие с физической и химией литосферы, то многое может получить удовлетворительное объяснение.

Необходимо учесть, что средний температурный градиент в континентальной литосфере составляет  $23^\circ/\text{км}$ , и это приводит к нарушению физического равновесия, которое, по А. П. Виноградову, было бы возможно даже при  $0,5^\circ/\text{км}$ . Кроме того, имеет место высокий барический градиент, выражаемый средним значением в 286 атм/км. К этому следует добавить, что, как следствие этих двух градиентов, возникает разность степени концентрации растворов: предельно высокая в нижней части и снижающаяся в верхах литосферы. Таким образом, энергетическая гидродинамическая система в литосфере в целом характеризуется радиальным массопереносом снизу вверх, что неизбежно приводит к движению как более легкоплавких (А. П. Виноградов), так и более легких и летучих фракций от подошвы к кровле литосферы, хотя, в пределах первых километров от дневной поверхности в зоне гипергенеза (около 15% толщи континентальной литосферы) преобладает «круговая» динамика. Далеко не безразличны для радиального движения флюида снизу вверх и многие другие энергетические градиенты, как например электрический, магнитный, осмотический и др.

Под указанным выше углом зрения становится простым объяснение генезиса катионной составляющей подземной гидрохлоросферы — вверху натриевой, внизу щелочноземельной. При движении водного раствора снизу вверх (как путем фильтрации, так и путем диффузии) ионы натрия и количественно сильно подчиненного калия проявляют не одинаковую, а дифференцированную способность к продвижению через пористые перегородки («сито»), каковыми представляются породы литосферы в целом. Натрий (и калий) опережают ионы кальция и магния по следующим причинам:

1) ионы кальция при понижении температуры (что происходит в литосфере снизу вверх) снижают фильтрационную способность в 3,5 раза против ионов натрия, а ионы магния даже в 7 раз;

2) растворимость хлоридно-кальциевых солей при снижении температуры падает в 2,7 раз быстрее, чем у хлоридно-натриевых;

3) с увеличением минерализации вязкость растворов хлористого кальция и магния нарастает быстрее, чем раствора хлористого натрия или, что то же, с падением кверху минерализации вязкость хлористого кальция и магния падает медленнее, чем хлористого натрия;

4) многими экспериментальными работами подтвержден эффект Д. С. Коржинского о более легкой фильтрационной способности щелочных металлов по сравнению со щелочноземельными.

## ЛИТЕРАТУРА

Дерпгольц В. Ф. Гидросфера и хлор.— «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 4, с. 43—57.

Дерпгольц В. Ф. О глубинной гидросфере.— В кн.: Проблемы происхождения нефти. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 122—143.

Дерпгольц В. Ф. Планетарная геохимическая стратификация гидрохлоросферы.— В кн.: Тез. докл. VI Совещ. по пробл. планетологии. Геогр. общ-во СССР при АН СССР. Л., 1968, с. 135—138.

Дерпгольц В. Ф. Один из аспектов проблемы генезиса хлоридно-кальциевых и магниевых глубинных рассолов.— В кн.: Матер. научн. семинара по проблемам формирования хлоридн. кальц.-магниевых подземных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1968, с. 88—95.

**ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ  
СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ПРОМЫШЛЕННОСТИ  
КАЛИЙНЫХ УДОБРЕНИЙ И СОЛЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ  
СОВЕТСКОГО СОЮЗА**

---

*А. С. ЗВЕРЕВ, К. М. ТЕСЛЕНКО*

**СЫРЬЕВАЯ БАЗА ПРОМЫШЛЕННОСТИ  
КАЛИЙНЫХ УДОБРЕНИЙ СССР  
И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Калийные соли являются важнейшим видом минеральных удобрений, производство которых основано на использовании различных калийсодержащих солей.

Советский Союз располагает весьма значительными сырьевыми ресурсами для производства калийных удобрений, занимая одно из первых мест в мире. Общие балансовые запасы сырых калийных солей на 1/1 1973 г. составляли 29 666 млн. т (4880 млн. т  $K_2O$ ) по категориям  $A+B+C_1$  и 136 494 млн. т (19 172 млн. т  $K_2O$ ) по категории  $C_2$ .

Все известные месторождения калийных солей Советского Союза по химическому составу разделяются на два основных типа: хлористые и сульфатные. Разведанные запасы хлористых солей удовлетворяют современную потребность в них сельского хозяйства; запасы сульфатных солей представляют значительный дефицит. В промышленном освоении находится 25,8% разведанных запасов калийных солей СССР. С подготавливаемыми к эксплуатации месторождениями процент возрастает до 58,64. К резервным разведанным относятся запасы, составляющие 23,26% общесоюзных категорий  $A+B+C_1$ .

Выявленные на территории СССР калиеносные бассейны связаны с разновозрастными соленосными формациями и приурочены к краевым прогибам, синеклизам и впадинам. Из разведанных месторождений калийных солей наибольшее значение имеют Верхнекамское, Старобинское и Калуж-Гольинское, на эксплуатации которых базируется калийная промышленность СССР.

Весьма перспективны в промышленном отношении разведанные месторождения Карлюкское в Туркмении и Тюбегатауское в Узбекистане, а также заканчивающиеся разведкой в текущем пятилетии Петриковское месторождение в Белорусской ССР и Карабильское в Туркменской ССР. Все крупные месторождения калийных солей расположены в европейской части страны и в Средней Азии. В районах Сибири месторождений калийных солей пока не выявлено.

Верхнекамское месторождение расположено в Западном Предуралье в Пермской области. Оно открыто в 1925 г. и с 1934 г. разрабатывается. Месторождение приурочено к Предуральскому краевому прогибу. Залежи калийных солей связаны с мощной (до 350—400 м) толщей каменной соли кунгурского яруса пермской системы, располагаясь в верхней части ее разреза. Поисковыми и разведочными работами определена площадь распространения калийных солей, представляющая собой овал, вытянутый в меридиональном направлении на 120—150 км при ширине 30—35 км.

Толща калийных солей месторождения подразделяется на два основных горизонта: нижний — красного сильвинита и верхний — карналлита и пестрого сильвинита. В нижнем, пространственно более выдержанном горизонте, насчитывается до 6 пластов сильвинита (КрIII, КрII, КрI, А и промежуточные) мощностью от 0,5 до 6—7 м, разделенных пластами каменной соли мощностью 1—3 м и более. Общая мощность горизонта колеблется от 15 до 30 м. Верхний горизонт сложен пластами в основном карналлитовой породы мощностью от 0,5 до 10—12 м и более, чередующимися с пластами каменной соли мощностью до нескольких метров. Общая мощность горизонта составляет 60—80 м.

Всего насчитывается до 13 пластов карналлитовой породы. Каждый из них на большей или меньшей площади, но преимущественно или только в восточной краевой части месторождения представлен полностью или частично пестрым сильвинитом, отличающимся высоким содержанием хлористого калия. Площадь развития пестрого сильвинита убывает вверх по разрезу карналлито-сильвинитового горизонта. Наиболее развит пестрый сильвинит в нижнем пласте горизонта (пласт Б), занимая до 95% общей площади распространения пласта, и наименьшее — в самых верхних пластах (Ж—К), занимая всего 10—15% общей площади их распространения.

Пласты калийных солей Верхнекамского месторождения собраны в систему складок, амплитуда которых колеблется от нескольких до десятков метров, а углы падения крыльев составляют от нескольких до 40—50° и более. Наибольшая разница в отметках кровли соляной толщи, считая от вершин соляных брахиантиклиналей и до глубоких прогибов брахисинклиналей, достигает 200—250 м. Складчатая тектоника месторождения более резко выражена в Соликамском (северном) районе.

В сильвинитовом горизонте имеют место полные или частичные замещения пластов сильвинита каменной солью, что затрудняет эксплуатацию, делая не промышленными отдельные участки месторождения. Эксплуатация осложняется также наличием в калийных солях (главным образом в карналлитовой породе) микровключенных и свободных газов, отличающихся высоким содержанием водорода и метана.

Планомерная разведка месторождения была начата в 1954 г. и продолжается в настоящее время. При этом на площадях поисковых работ разведка осуществляется проходкой скважин, задаваемых по сети 8×8 км с добавлением скважин в центре квадрата. На стадии предварительной разведки сеть скважин сгущается до 4×4 км, а по отдельным профилям — до 2×4 км. В настоящее время контуры калийной залежи относительно надежно установлены, южная и центральная части ее предварительно разведаны, а северная освещена поисковой разведкой. Одновременно с предварительной разведкой месторождения за последние годы доразведаны шахтные поля Соликамского и Березниковского рудников (1960—1961 гг.), а также детально разведаны новые участки: Дурыманский, Ново-Соликамский, Балахонцевский, Быгельско-Троицкий, Талицкий и Палашерский. Кроме того, в 1973 г. завершена детальная разведка Половодовского участка.

Верхнекамское месторождение разрабатывается комбинатом «Уралкалий». Эксплуатируются Соликамский, Березниковский и Дурыманский участки. Основным рабочим пластом является КрII, пласт А разрабатывается совместно с пластом Б сильвинито-карналлитовой зоны, если он представлен пестрым сильвинитом. На отдельных площадях месторождения (преимущественно на юге) промышленное значение имеет также и пласт КрIII, два верхних сильвинитовых слоя которого (КрIII<sup>а</sup> и КрIII<sup>б</sup>), совместно с разделяющей их каменной солью, иногда содержат кондиционную руду (см. таблицу).

**Качественная характеристика основных рабочих пластов на эксплуатируемых и детально разведанных участках в центральной части Верхнекамского месторождения**

Участок	Пласт КрII			Пласт АБ		
	средняя мощность, м	содержание КСI, %	нерастворимый остаток, %	средняя мощность, м	содержание КСI, %	нерастворимый остаток, %
Соликамский . . . . .	6,4	23,8	1,2	4,1	33,6	1,2
Ново-Соликамский . . . . .	4,8	22,8	1,1	3,2	35,5	1,8
Березниковский . . . . .	6,3	29,2	1,5	3,8	36,2	2,0
Дурыманский . . . . .	4,7	36,7	2,5	2,4	42,7	4,5
Балахонцевский . . . . .	5,3	36,6	4,1	2,4	40,9	7,7
Быгельский . . . . .	5,5	29,7	1,7	3,4	38,7	1,7
Тронцкий . . . . .	4,4	38,4	1,9	2,3	46,1	2,0
Талицкий . . . . .	3,1	26,17	5,19	2,5	43,85	4,21
Палашерский . . . . .	5,4			4,2		

К югу от детально разведанной части месторождения содержание хлористого калия по пласту КрII изменяется от 26 до 42%, по пласту АБ — от 25 до 38%. Мощности этих пластов колеблются соответственно от 2,90 до 6,20 м и от 1,20 до 4,20 м.

В северной части месторождения сильвинитовые руды, по имеющимся данным, содержат от 11 до 30% КСI, что на отдельных площадях не отвечает требованиям существующих кондиций. Однако эти руды могут быть объектом эксплуатации, так как в целом содержание КСI выше, чем в рудах Старобинского месторождения. Для вовлечения в промышленное освоение северной части месторождения потребуется пересмотр существующих кондиций в сторону снижения требований к качеству сырья с учетом опыта эксплуатации всех калийных месторождений.

Общие запасы сильвинитовых руд Верхнекамского месторождения, разведанные по категориям А+В+С<sub>1</sub>, составляют 11 774 млн. т сырых солей (2369 млн. т К<sub>2</sub>О), добыча 13,4 млн. т (44% общесоюзной).

Разведываемые в текущем пятилетии Половодовский, Боровской и Усть-Яйвинский участки с общими запасами порядка 4 млрд. т сырых солей обеспечивают возможность увеличения производства калийных удобрений на Верхнекамском месторождении до 40—45 млн. т (41,6% К<sub>2</sub>О).

К северу от Верхнекамского месторождения (200—250 км) работами последних лет, проведенными в связи с поисками нефти, выявлен крупный Верхнепечорский соляной бассейн кунгурского возраста, расположенный в междуречье Печоры — Березовки и Вишеры — Колвы. С соляной толщей этого бассейна связаны залежи калийных солей. По своему стратиграфическому положению и строению разреза Верхнепечорское месторождение аналогично Верхнекамскому, но обладает сокращенной мощностью соляных отложений. Соляная толща Верхнепечорского бассейна имеет мощность около 200—250 м, к верхней части ее разреза приурочена залежь калийных солей, представленная сильвинитом и карналлитовой породой. Общая мощность залежи около 35—40 м, слои калийных солей в ней имеют мощность 0,8—7,5 м, промежуточные слои каменной соли 1,2—5,5 м. Содержание хлористого калия колеблется от нескольких до 25—30%.



Второе место по количеству разведанных запасов (21,4% от общесоюзных) в СССР занимает Белорусский калиеносный бассейн, расположенный в западной части Припятской впадины. Галогенная формация относится к верхнему отделу девонской системы. В разрезе формации выделяются три толщи: нижняя соленосная, межсолевая и верхняя соленосная. С верхней соленосной толщей, относящейся к елецко-данково-лебедянскому горизонту фаменского яруса, связаны промышленные месторождения калийных солей. Площадь распространения этой соленосной толщи превышает 26 тыс. км<sup>2</sup>. Мощность ее по отдельным скважинам изменяется от нескольких десятков до 3000 м и более. Верхняя соленосная толща представлена чередующимися пачками каменной соли (мощностью до 40—50 м) и пачками несоляных пород различного состава (глины, мергели, известняки, доломиты, реже — ангидриты, алевролиты и песчаники) мощностью до 40—60 м. К некоторым соляным пачкам приурочены горизонты калийных солей, представленных сильвинитами, реже — карналлитовой породой.

Соленосные отложения перекрываются глинисто-мергелистой свитой, представленной мергелями и карбонатными глинами с прослоями доломитов, доломитизированных известняков и редко песчаников мощностью от 272 до 559 м. Верхнедевонские отложения несогласно перекрыты мезокайнозойными, представленными песчано-глинистыми породами общей мощностью 110—170 м. Гидрогеологическими наблюдениями установлено, что горизонты подземных вод на площади Старобинского месторождения связаны с верхней частью глинисто-мергелистой свиты, более глубокие ее горизонты и соленосная свита безводны.

Промышленные запасы калийных солей бассейна в настоящее время сосредоточены на двух месторождениях — Старобинском и Петриковском. На Старобинском месторождении, расположенном на юге Минской области, установлены четыре горизонта калийных солей, представленных сильвинитом, мощностью от 3,5 до 21 м. Глубина залегания кровли горизонтов от 350 (первый горизонт) до 950 м (четвертый горизонт). Наибольшую площадь распространения имеет третий горизонт сильвинита, наименьшую — первый (самый верхний). Промышленное значение имеют пока второй и третий горизонты. Содержание хлористого калия во втором горизонте 25—33% при содержании хлористого магния 0,14% и незначительном содержании нерастворимого остатка. Третий горизонт содержит меньше хлористого калия (20—22%) и более загрязнен глинистым материалом, среднее содержание нерастворимого остатка достигает 6,5%, хлористого магния 0,4%. Разведанные запасы по второму и третьему калийным горизонтам составляют по промышленным категориям 3,8 млрд. т. Запасы первого и четвертого калийных горизонтов отнесены к забалансовым вследствие повышенного (более 10%) содержания нерастворимого остатка и составляют 37% (3,7 млрд. т) от общих запасов (9,9 млрд. т) по месторождению.

Старобинское месторождение эксплуатируется с 1959 г. На базе месторождения работают Первый, Второй и Третий солигорские калийные комбинаты и строится Четвертый. Обеспеченность запасами калийных рудников составляет: Первого — 37 лет, Второго — 33 года и Третьего — 40 лет. Четвертый калийный комбинат обеспечен запасами на полный амортизационный срок. Для увеличения срока обеспеченности запасами калийных рудников в 1971—1973 гг. проводились разведочные работы на флангах второго и третьего шахтных полей, в результате которых получен прирост запасов в количестве 500 млн. т сырых солей. Кроме этого, в западной части месторождения за контуром горного отвода имеется 1,0 млрд. т сырых солей, разведанных по промышленным категориям. В юго-восточной части месторождения выявлено пятое шахтное поле, на котором проводится предварительная разведка.

Петриковское месторождение расположено в 100 км к юго-востоку от Старобинского. Река Припять условно разделяет месторождение на два участка: Северный и Южный. На месторождении выделено 8 калийных горизонтов — от I—II до VIII—II (сверху вниз). Основное промышленное значение здесь имеет горизонт IV—II, находящийся на глубине от 522 до 1395 м. На большей части месторождения он залегает на глубине, не превышающей 1000 м. Общая мощность горизонта колеблется от 7,5 до 22 м. Промышленное значение имеет нижняя его часть, сложенная четырьмя слоями сильвинита мощностью 0,25—1,6 м, разделенными слоями каменной соли мощностью 0,65—2,03 м. В продуктивный пласт калийного горизонта включены три нижних сильвинитовых слоя и два разделяющих их слоя каменной соли. Мощность продуктивного пласта колеблется от 1,33 до 5,27 м. Содержание основных компонентов по продуктивному пласту колеблется:  $KCl$  — 16,0—24,9%,  $MgCl_2$  — 0,04—3,82%; нерастворимый остаток — 0,22—2,21%. В 1974 г. закончилась детальная разведка месторождения. Запасы сырых солей определены в 2350 млн. т (322 млн. т  $K_2O$ ). Промышленное освоение месторождения планируется после 1980 г.

Поисковыми работами в западной части Припятской впадины выявлены калиеносные участки — Осовецкий, Любанский, Смоловский с солями преимущественно карналитового состава с повышенным содержанием нерастворимого остатка.

Среднеазиатский калиеносный бассейн расположен в пределах правого берега р. Амударьи от г. Чарджоу на северо-западе до хр. Кугитанг-Тау на юго-востоке на площади более 30 тыс. км<sup>2</sup>. Область преимущественно неглубокого залегания калийных солей ограничивается юго-западными отрогами Гиссарского хребта. Крупные залежи калийных солей разведаны в отложениях верхнеюрской гаурдакской свиты на площади около 4 тыс. км<sup>2</sup>. В южной части бассейна развита калиеносная толща альмурадской свиты раннемелового возраста.

В настоящее время в Среднеазиатском калиеносном бассейне разведаны по промышленным категориям Тюбегатанское месторождение в Узбекской ССР (400 млн. т сырых солей) и Карлюкское в Туркменской ССР (2036 млн. т смешанных сырых солей). Месторождения не разрабатываются.

Промышленные запасы калийных солей Украинской ССР сосредоточены на территории Львовской и Ивано-Франковской областей. В геологическом отношении месторождения приурочены к миоценовым отложениям Предкарпатского краевого прогиба и связаны с двумя калиеносными формациями — воротыщенской и стебникской. В Предкарпатском прогибе выявлено 13 месторождений с суммарными запасами по категориям А+В+С<sub>1</sub> 2879 млн. т сырых солей (306 млн. т  $K_2O$ ).

Калийные соли Предкарпатья представлены сульфатными и смешанными сульфатно-хлоридными разновидностями и являются единственным в стране сырьем для производства бесхлорных форм калийных удобрений. Эксплуатируются два наиболее крупных месторождения: Стебникское, являющееся сырьевой базой Стебникского калийного комбината, и Калуш-Голыньское, на базе которого работает Калушский химико-металлургический комбинат. Производительность комбинатов по выпуску калийных удобрений составляет около 1,0 млн. т (41,6%  $K_2O$ ). Добыча сырых солей в 1972 г. составила на Калуш-Голыньском месторождении 2,5 млн. т и на Стебникском 3,0 млн. т. Обеспеченность запасами Стебникского калийного рудника более 100 лет, Калуш-Голыньского 50 лет.

Важной задачей в развитии производства бесхлорных калийных удобрений является увеличение выпуска высококонцентрированных форм калийных удобрений — сульфата калия и калимагнезии.

С целью обеспечения калийными удобрениями районов Сибири в течение 10 лет проводились поисковые работы в Красноярском крае на площади Канско-Тасеевской впадины и в Иркутской области на территории Илгинской впадины и Ленско-Илимского прогиба. Этими работами установлены калиепроявления в усольском, бельском, ангарском и литвинцевском горизонтах соленосной толщи кембрия. Наиболее интенсивные калиепроявления зафиксированы в Канско-Тасеевской впадине в отложениях троицкой пачки, приуроченной к верхней части ангарской свиты. Промышленных пластов калийных солей в Сибири пока не выявлено. Перспективными для поисков являются в Иркутской области: северо-восточная часть Илгинской впадины в пределах Коркинского, Верхнетутурского и Чавидинского прогибов: зона Непских дислокаций (отдельные синклинали Суриндо-Гаженского прогиба), в Красноярском крае: северо-западная и северная части Канско-Тасеевской впадины, а также Иркинеево-Кодинский прогиб в пределах Вельминской впадины.

Для создания резерва и обеспечения производства калийных удобрений проводятся поисковые и разведочные работы на Верхнекамском и Эльтонском месторождениях, в Припятском прогибе, на Карабильском месторождении и поисковые работы в Предкарпатском бассейне на сульфатные соли и в Донцеком — на хлористые. Изучаются калийные соли в Прикаспийской низменности.

В ГЗК СССР должны быть утверждены запасы калийных солей и переданы промышленности Петриковское месторождение в Белорусской ССР, Карабильское в Туркменской ССР, а также Половодовский и Усть-Яйвинский участки на Верхнекамском месторождении.

Проектными проработками плана развития геологоразведочных работ предусматривается расширение поисковых работ на сульфатные соли в Предкарпатье, Актюбинском Приуралье, Прикаспийской низменности и на хлористые соли в районах Сибири, Прикаспийской низменности, Донбассе, Припятской впадине, Средней Азии, Приуралье и других перспективных районах.

Наиболее важными проблемами, подлежащими решению, являются: разработка технологических схем использования калийных солей с высоким содержанием хлористого магния и нерастворимого остатка; разработка оптимальных методов шахтной добычи калийных солей для снижения потерь, которые составляют на Верхнекамском месторождении 55,7%, на Старобинском — 61,2 и на Калуж-Голыинском и Стебникском — 51,3% от погашаемых в недрах запасов; внедрение подземного выщелачивания на месторождениях, недоступных для шахтной добычи; освоение в промышленных масштабах производства сульфатных калийных удобрений методом конверсии.

Несмотря на то, что планируемые мощности по производству калийных удобрений обеспечены запасами и, казалось бы, в области подготовки сырьевых баз для калийной промышленности нет нерешенных вопросов и работы на калий можно не развивать, при ближайшем рассмотрении вопроса все выглядит гораздо сложнее.

Дело в том, что в течение минувшего десятилетия не произошло существенных сдвигов в области технологической переработки сырья и методов его добычи. За это время повысились требования к сырью, к изучению физико-химического состава вмещающих соленосную толщу пород и гидрогеологических особенностей калийных месторождений, поэтому подготовка новых калийных месторождений потребует больше времени и средств.

Для улучшения экономических показателей по подготовке сырьевых баз необходимо тщательно изучать попутные компоненты для комплексной переработки руд и удешевления продукции.

На основании анализа физико-химических и палеогеографических проблем соленакопления должны быть определены области (районы) с благоприятными условиями формирования залежей калийных солей, перспективные для проведения геологоразведочных работ.

*В. А. БУЗИН*

## **ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ СОЛЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ**

В последнее время на фоне бурного развития многих отраслей промышленности, потребляющих и добывающих различные виды минерального сырья, отмечается относительное падение интереса к поискам, разведке и освоению месторождений поваренной соли. Между тем «среди всех солей самая главная и основная та, которую мы называем просто солью». Это высказывание академика А. Е. Ферсмана не только не теряет актуальности, но, наоборот, постоянно наполняется новым содержанием, поскольку поваренная соль перестала быть только необходимым компонентом пищевого рациона человека. Физиологическая потребность в соли сравнительно невелика — около 10 г в сутки. Для ее полного удовлетворения (с учетом потерь в организме) в нашей стране достаточно добывать 2—3 млн. т соли в год. Фактически же ее добывается свыше 17 млн. т в год (вместе с рассолами в пересчете на твердую соль). В ближайшие 10—15 лет потребность в соли возрастет, что вызвано бурным развитием основного ее потребителя — химической промышленности.

Природные ресурсы поваренной соли в нашей стране не ограничены. Только балансовые запасы по категории А+В+С<sub>1</sub> превышают 90 млрд. т, в том числе по категории А+В — более 16 млрд. т. Балансом запасов на 1/1 1973 г. учтено 88 месторождений, представленных тремя генетическими типами: каменная соль, самосадочная соль, соляные источники. Кроме того, имеется возможность извлечения соли из вод Мирового океана.

На территории СССР можно выделить более 20 соленосных бассейнов, крупнейшими из которых являются Днепровско-Донецкий, Подмосковский, Двинско-Сухонский, Урало-Эмбенский, Восточно-Сибирский. Сравнительно недавно обнаружен Калининградский соленосный бассейн. Таким образом, только Дальний Восток не обеспечен сырьевыми ресурсами поваренной соли.

Ученные балансовые запасы размещены на территории 10 союзных республик, в том числе в РСФСР — 25 месторождений, на Украине — 18, в Казахстане — 23. Добыча сосредоточена на Украине (38,6%), в Поволжье (42%), на Урале (3,8%), в Казахстане (6%) и в значительно меньшей степени — в Закавказье, Туркмении, Таджикистане, Западной и Восточной Сибири.

Всего на балансе предприятий промышленных министерств насчитывается 46 месторождений, из которых эксплуатируется 33. В промышленном освоении находится 21,6% разведанных запасов каменной и озерной соли и все запасы соляных рассолов.

Исторически сложившееся размещение соледобывающих предприятий вызывает необходимость дальних перевозок соли, резко увеличивающих ее стоимость. Так, например, продукция Усольского сользавода (Иркутская область) поставляется в Москву, а соль Артемовского и Баскунчакского месторождений — в районы Сибири и Дальнего Востока. Поэтому одной из важнейших задач ближайшего времени является размещение соледобывающих предприятий в непосредственной близости от основных потребителей.

На первый взгляд, при упомянутом выше общем обилии сырьевых ресурсов эта задача не представляет особой сложности. Однако ее решение зависит одновременно от многих факторов: горногеологических условий и степени разведанности месторождения, развития сети транспортных коммуникаций, промышленной освоенности района и наличия рабочей силы, основных требований потребителей к качеству и ассортименту продукции, качества природной руды и т. д.

С наименьшими трудностями связана разведка и добыча самосадочной соли. Крупные соляные озера встречаются в районах Нижнего Поволжья, Прикаспия, Казахстана, Средней Азии, Западной Сибири, т. е. в засушливых и малонаселенных районах.

Выдающуюся роль в развитии отечественной соледобычи сыграло оз. Баскунчак, расположенное в 50 км от р. Волги, являющейся незаменимой транспортной артерией. В настоящее время утвержденные запасы по категории А+В достигают 120 млн. т, по категории А+В+С<sub>1</sub> превышают 600 млн. т. Ежегодно добывается 4,5—5 млн. т или 25—30% общесоюзной добычи соли всех видов. Качество соли, несмотря на специфический буроватый цвет, достаточно высоко: содержание хлорида натрия в среднем составляет 96,5—99,3%. Продукция вывозится более чем в 60 областей и республик страны, вплоть до Приморского края. Непрерывный рост объема добычи в течение нескольких десятилетий, не сопровождавшийся научно обоснованным планированием отработки запасов, привел к тому, что предприятие начинает испытывать затруднения при выборе участков, удобных для эксплуатации. Необходимо немедленное усиление геолого-разведочных работ и гидрорежимных наблюдений на озере, а также улучшение организации эксплуатационных работ.

Оз. Баскунчак не имеет равноценной замены. Расположенное в 100 км севернее его оз. Эльтон не намечается к освоению, несмотря на наличие утвержденных запасов 3 млрд. т по категории С<sub>2</sub>. Причиной является менее удобное по сравнению с оз. Баскунчак географическое положение и низкое качество соли (88,7—97,9% хлорида натрия). Перспективы его освоения полностью зависят от решения вопроса о комплексном использовании природного горно-химического сырья.

Более перспективным представляется освоение оз. Индер (Гурьевская область), первое описание которого дано в 1843 г. В настоящее время разведано около 1 млрд. т запасов соли исключительно высокого качества (содержание хлорида натрия выше 99,2%). Местным населением отмечаются повышенные консервирующие свойства соли. Научное объяснение этому может быть дано только после проведения специальных исследований микрэлементного состава примесей. Озеро расположено в 12 км от судоходной в летнее время р. Урал и достаточно крупного населенного пункта Индерборский (около 10 тыс. жителей). Общее развитие горнодобывающей промышленности в Индерском районе обеспечит возможность освоения и такого уникального месторождения самосадочной соли, как оз. Индер.

Для снабжения Казахстана, Узбекистана, Киргизии, ряда областей Сибири и Дальнего Востока, Крайнего Севера соль добывается в озерах Джаксы-Клыч, Бурлинском, группе озер Павлодарского Прииртышья. Из них только Джаксы-Клыч имеет благоприятные условия эксплуатации и устойчивые запасы в твердой фазе (около 40 млн. т по категории А+В+С<sub>1</sub>). Ежегодный объем добычи около 600 тыс. т. Содержание хлорида натрия в среднем 95,6%. Примеси магниевых солей превышают допустимую норму.

Для обеспечения Казахстана устойчивой сырьевой базой поваренной соли необходимы поиски новых месторождений в его северо-восточных, восточных и центральных областях. Результаты многочисленных геологоразведочных работ показывают, что эта задача выполнима.

Свыше 30% общесоюзной добычи поваренной соли сосредоточено на территории УССР главным образом за счет эксплуатации Артемовского месторождения (свыше 4,5 млн. т в год). Запасы его практически неисчерпаемы: только по категории А+В они превышают 2 млрд. т. Месторождение представлено свитой мощных пластов со спокойным залеганием на доступной глубине (150—300 м). Условия эксплуатации и географическое положение благоприятны. В близлежащих областях разведаны не менее крупные месторождения (Славянское, Ново-Карфагенское, Ефремовское, Роменское), которые либо являются резервной сырьевой базой, либо уже эксплуатируются методом подземного выщелачивания. Западные области Украины в достаточной степени обеспечены каменной солью Солотвинского и Калуш-Голынского месторождений, а также рассолами Дрогобычского, Долинского и Болеховского месторождений.

В Закавказье каменная соль в ограниченном количестве добывается на Ереванском и Нахичеванском месторождениях. История освоения Аванского участка Ереванского месторождения представляет собой пример недостаточной геологической изученности месторождения перед сдачей в эксплуатацию. Эксплуатационные работы показали, что оно практически не пригодно для эксплуатации подземным способом. В настоящее время изучается возможность перехода на метод подземного выщелачивания. Вследствие низкого содержания основного компонента (96%) и большого количества нерастворимых примесей соль не удовлетворяет требованиям, предъявляемым к пищевой соли. Специальные исследования показали, что с максимальной эффективностью она может быть использована в качестве кормовой добавки для животных. В ней обнаружены многие микроэлементы (хром, ванадий, никель, кобальт, цирконий, стронций, титан, марганец и др.), многие из которых входят в рецептуру искусственных кормовых солейбрикетов. Соль Нахичеванского месторождения также отличается низким качеством (94—96% хлорида натрия) и используется главным образом в качестве технической и кормовой. Резервной сырьевой базой для Закавказья является Неграмское месторождение, запасы которого утверждены в 1970 г. и составляют 736 млн. т по категории А+В+С<sub>1</sub>.

В Оренбургской области в течение многих десятилетий эксплуатируется Илецкое месторождение каменной соли, обеспеченное запасами на сотни лет. Ежегодный объем добычи составляет 600—650 тыс. т соли весьма высокого качества (свыше 98,5% хлорида натрия). Сложные гидрогеологические условия затрудняют дальнейшее повышение объема добычи, поэтому в данном районе необходимо продолжать поиски новых месторождений высококачественной соли, залегающей в более благоприятных условиях. В частности, объектами детальной разведки могут стать Нежинское, Джуан-Тюбинское, Мертвосельское месторождения и другие солянокупольные структуры.

Самым восточным из эксплуатируемых месторождений каменной соли является Усольское с запасами свыше 40 млрд. т. Большая глубина и сложность залегания не позволяют производить добычу подземным способом. Применяется метод искусственного выщелачивания с последующей кристаллизацией соли в вакуум-аппаратах или непосредственной химической переработкой рассола. Расширение сырьевой базы данного района предполагается за счет эксплуатации Тыретского месторождения с запасами около 600 млн. т. В настоящее время на месторождении строится рудник для добычи соли (более 2 млн. т в год) подземным способом. Вероятно, эксплуатационные работы будут затруднены в связи с большой глубиной залегания пластов (свыше 600 м) и сложностью гидрогеологических условий. В этом районе необходимо продолжать поиски месторождений, более благоприятных для эксплуатации подземным способом.

Европейская часть СССР полностью обеспечена твердой солью и нуждается в расширении сырьевой базы рассолов, применяемых в качестве сырья для получения вакуум-выварочной соли сорта «Экстра», а также непосредственно в химическом производстве. Получение искусственных рассолов методом подземного выщелачивания планируется на Мозырском и Светлоярском месторождениях с запасами соответственно 0,6 и 1,0 млрд. т. Кроме того, заканчивается разведка Гусевского месторождения в Калининградском бассейне.

Таким образом, на современном уровне развития производства соляная промышленность в целом обеспечена балансовыми запасами ископаемой поваренной соли. Основными задачами дальнейшего развития сырьевой базы являются: обеспечение возможности удвоения объема добычи соли в ближайшие 10—15 лет; развитие добычи соли в местах наибольшего потребления для сокращения дальности перевозок; повышение общего уровня качества продукции соляной промышленности; комплексное использование минеральных ресурсов страны.

Предпосылками для успешного решения поставленных задач являются: наличие детально разведанных месторождений каменной соли на Украине, в Белоруссии, Калининградской, Волгоградской и Иркутской областях; наличие многочисленных соленосных бассейнов и крупных месторождений практически на всей территории страны; возможность промышленного использования рапы озер и лиманов, морской воды и природных рассолов, а также возможность утилизации галитовых отвалов на предприятиях калийной промышленности. Усиление геолого-разведочных работ необходимо в первую очередь в центральных и северо-восточных областях Казахстана, Сибири, центральных районах европейской части СССР.

*Л. М. ГРОХОВСКИЙ, Ф. И. КОВАЛЬСКИЙ, М. М. МУЗАЛЕВСКИЙ,  
С. И. ЗАСТРОЖНОВ, С. А. СВИДЗИНСКИЙ, Л. Н. МОРОЗОВ*

## **ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННЫХ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ ПРИКАСПИЯ**

Калийные соли на территории Прикаспийской впадины известны еще с дореволюционного времени (рапа оз. Индер и соляная толща Новобогатинского купола). Однако поиски этого полезного ископаемого начались здесь только в 1932 г. К настоящему времени калийные соли обнаружены более чем в 30 соляных структурах региона, расположенных как в его центральной части, так и в пределах бортовой зоны.

В западной части Прикаспия пласты калийных и магниевых солей прослежены, по геофизическим данным, на огромной территории Приволжской моноклинали, а также выявлены на Светлоярской, Ушаковской, Паромной, Красноармейской и Быковской структурах.

В последнее десятилетие работами геологов Волго-Донского и Нижне-Волжского ТГУ промышленные пласты калийных солей обнаружены и изучаются на Эльтонском соляном массиве и на Баскунчакской структуре.

Обращает на себя внимание широкое площадное развитие калие-проявлений в Прикаспии и высокое качество калийных солей. Последнее не является удивительным, так как объясняется чрезвычайно благоприятными условиями галогенеза в кунгурском солеродном бассейне, располагавшемся на рассматриваемой территории. Можно представить потенциальные возможности Прикаспия, если учесть тот очевидный факт, что Верхнекамский бассейн, на который в основном ориентирует-

ся калийная промышленность СССР, является, по условиям накопления солей, небольшим краевым заливом огромного солеродного Урало-Прикаспийского бассейна, расположенного южнее. Именно сюда, в природную ловушку, устремлялись наиболее концентрированные рассолы, теряя по пути труднорастворимые соли и образуя здесь, в Прикаспии, мощные и богатые залежи легкорастворимых солей (Иванов, Левицкий, 1960; Страхов, 1962; и др.). Свидетельство этому — наличие на западной окраине Прикаспийской впадины (Приволжская моноклиналь), наряду с калийными солями, крупнейшего и единственного в мире промышленного скопления бишофита.

Однако до настоящего времени в Прикаспии разведанных и подготовленных для промышленного освоения месторождений нет. Причиной этому является неверный, на наш взгляд, методический подход к изучению калиеносности каждой конкретной структуры и соответственно Прикаспийского региона в целом (Свидзинский, 1971). Последнее обусловило возникновение представлений о чрезвычайно сложном характере внутренней структуры соляных куполов, гипертрофию свойства текучести солей и соответственно отрицательное или же весьма осторожное мнение с перспективах выявления крупных месторождений калийных солей в Прикаспии. Первым примером последовательного и целенаправленного изучения соляных массивов Прикаспия является разведка Эльтонского месторождения калийных солей (Паукер, Свидзинский, 1970).

Эльтонское месторождение характеризуется крупными запасами калийных солей (по категориям  $C_1+C_2$  — 1 млрд. т, а прогнозные — 3 млрд. т) и высоким содержанием в них хлористого калия. По данным предварительной разведки, среднее содержание хлористого калия составляет 41—42%, в то время как на эксплуатируемых Старобинском и Верхнекамском месторождениях оно не превышает 22—36%. Технико-экономическими расчетами установлена целесообразность промышленного освоения Эльтонского месторождения при вовлечении в эксплуатацию только одного Улаганского участка. При этом ожидаемые экономические показатели эксплуатации месторождения будут значительно выше, чем на всех действующих и проектируемых предприятиях.

Нам приходится согласиться, что с помощью бурения в настоящее время практически невозможно довести разведанность запасов Эльтона до высоких категорий. При крутопадающих пластах, с учетом некоторых специфических особенностей полезного ископаемого, каждый новый буровой профиль заведомо уменьшает количество запасов, которые возможно будет извлечь из недр. Мы считаем, что характер залегающих калийных солей в условиях Прикаспийской впадины действительно сложный, но познаваемый. Соляная толща ничем не отличается от обычной осадочной толщи; ее можно изучать, расчленив на отдельные горизонты и выявив надежные маркирующие пласты и геофизические реперы. Здесь можно вполне уверенно проследивать горизонты калийных солей по площади. И если мы хотим не в далеком, а в ближайшем будущем поставить на службу народному хозяйству калийное сырье Прикаспия, запасы которого неограничены, необходимо продолжить и ускорить эксперимент на Эльтоне: опыт предварительной разведки скважин должен смениться шахтной разведкой для окончательной подготовки месторождения к эксплуатации.

## ЛИТЕРАТУРА

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолыздат, 1960. 422 с.

Паукер И. А., Свидзинский С. А. Открытие Эльтонского месторождения калийных солей. — «Разведка и охрана недр», 1970, № 8, с. 12—15.



Свидзинский С. А. Методика изучения Эльтонского месторождений калийных солей и рекомендации по исследованию калиеносности однотипных структур Прикаспия.— В кн.: Тезисы докладов на симпозиуме «Галогенные формации Украины», Киев, «Наукова думка», 1971, с. 42—43.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

*В. В. САМСОНОВ, А. С. ПОВЫШЕВ, Э. А. ИВАНОВ,  
А. М. ЛАВРЕНТЬЕВ*

## **ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ, РАЗВЕДКИ И ОТРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЕННОЙ СОЛИ НА ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ**

В соответствии с решением совместного заседания Экспертных советов Министерства геологии СССР и Министерства химической промышленности СССР Восточно-Сибирскому геологическому управлению по поискам и разведке нефти и газа было поручено провести работу по теме: Определение перспективных районов для постановки поисковых работ на каменную соль в Иркутской области и возможности обеспечения местными соляными ресурсами хлорного завода на Братском ЛПК.

Работы по данной теме были начаты в 1970 г. и закончены в 1972 г. Исходными данными для выполнения исследований по указанной теме являлись материалы глубокого нефтепоискового бурения и итоги разведки Усольского, Тыретского и Зиминского месторождений каменной соли. Основные результаты проведенных работ сводятся к следующему:

1. В кембрии, на территории Иркутского амфитеатра в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна, воды которого часто достигали очень высокой солености, накапливались мощные терригенные и галогенно-карбонатные отложения. В разрезе этой кембрийской толщи выделяются три мощных цикла соленакопления, приходящиеся на усольское, вторую половину бельского и ангарское время. Литвинцевский этап соленакопления следует рассматривать, как завершающий для ангарского цикла.

2. Каждая соленосная толща характеризуется отчетливой литологической последовательностью напластования и циклограммой геохимических показателей и представляет собой самостоятельный объект для разведки или отработки, поскольку друг от друга они отделены мощными отложениями сульфатно-карбонатных пород. Поэтому каждый комплекс пород, соответствующий одному из перечисленных циклов соленакопления, предложено называть продуктивной толщей.

3. Каждая продуктивная толща сложена слоями каменной соли различной мощности, переслаивающимися с пластами несоляных пород. Каждый слой каменной соли, который может быть отработан непрерывным технологическим циклом, предложено называть промышленным пластом. Если это пласт чистых солей, то его минимальная мощность должна быть равной 10 м. Но в пределах Иркутского амфитеатра встречаются и более мощные пласты каменной соли с тонкими прослойками доломитов, которые могут быть отработаны единым непрерывным технологическим циклом. Поэтому на основании горно-геологических условий и физико-механических свойств солей и пород соленосных толщ были разработаны, применительно к условиям Иркутской области, следующие технические условия:

а) в промышленный пласт включаются слои соли, минимальная мощность которых 5 м, но при обязательном условии, что мощность нижнего слоя не менее 10 м;

б) в промышленный пласт могут включаться прослои доломитов, максимальная мощность которых 5 м. В этом случае при размыве под пластом доломита солей, он будет обрушиваться на дно камеры выщелачивания, что подтверждено практикой на Усольском месторождении.

Данные технические условия рассчитаны для метода подземного послыйного выщелачивания через одиночные скважины снизу вверх, являющегося для Иркутской области наиболее приемлемым. При шахтной отработке месторождения соли система отработки и технические условия должны быть рассмотрены для каждого случая отдельно.

4. Усольская продуктивная толща включает до 3/4 геологических запасов соли по Иркутскому амфитеатру. Она содержит 9 промышленных пластов мощностью от 10 до 140 м. Плотность запасов для различных площадей амфитеатра изменяется от 400 до 2000 млн. т/км<sup>2</sup>. Однако большие глубины залегания ограничивают возможность ее отработки, поскольку технико-экономическими расчетами показано, что отработка солей на глубинах, превышающих 2000 м, нерентабельна. Поэтому в западных и северо-западных районах рассматриваемой территории ее отработка практически невозможна, а в центральных районах амфитеатра из подсчета промышленных запасов должна исключаться нижняя часть разреза усольской продуктивной толщи. Таким образом, плотность запасов, которые могут быть рекомендованы в настоящее время к отработке, составляет от 400 до 1200 млн. т/км<sup>2</sup>. На юге амфитеатра соли усольской свиты могут отрабатываться и шахтным способом.

5. Бельская продуктивная толща стратиграфически приурочена к отложениям верхнебельской подсвиты и включает два промышленных пласта, но на отдельных площадях верхний из них подразделяется еще на два пласта. Геологические запасы каменной соли этой толщи не превышают 10% к общим прогнозным запасам Иркутского амфитеатра. Мощность отдельных промышленных пластов соли изменяется от 17 до 70 м. Плотность запасов данной толщи не превышает для различных площадей 150—450 млн. т/км<sup>2</sup>, и почти повсеместно они могут отрабатываться методом подземного выщелачивания. В южных районах возможна и шахтная добыча бельских солей.

6. Ангаро-литвинцевская продуктивная толща включает три промышленных пласта, мощность которых изменяется от 12 до 120 м, а прогнозные запасы по этой толще составляют от 10 до 20% к общим геологическим запасам Иркутского амфитеатра. Следует отметить, что в отложениях литвинцевской свиты слои соли чаще маломощные, но на отдельных площадях достигают промышленных мощностей. Плотность запасов данной толщи для различных площадей изменяется от 450 до 900 млн. т/км<sup>2</sup>. Отработка ее по всему амфитеатру возможна методом подземного выщелачивания, а в южных, юго-восточных и северо-восточных районах возможна и шахтная добыча.

7. Накопление соленосных толщ происходило в платформенных условиях, что обусловило выдержанность мощностей промышленных пластов соли практически на всей площади Иркутского амфитеатра. Сопоставление геохимических циклограмм и палеогеографический анализ показывают, что соленость вод была в отдельные промежутки времени одинаковой по всему бассейну седиментации, за исключением его периферийных районов. Опреснения и осолонения вод происходили очень медленно, а когда соленость вод достигала стадии садки галита, накапливались соли с очень высоким содержанием хлористого натрия и очень низкими содержаниями примесей других солей. Более высоких стадий солености вод седиментационного бассейна на такой обширной экватории, по-видимому, не существовало. Поэтому, естественно, что и веще-

ственный состав каменной соли на всех площадях, где были пробурены скважины, остается примерно одинаковым. Так, для подавляющего большинства проб содержание хлористого натрия в солях достигает 98,0—99,5%, кальция — не более 0,36—0,64%, магния — не более 0,01—0,02%, сульфата — не более 0,87% и нерастворимого в воде остатка — до 0,84%; брома в большинстве случаев — до 0,02%, но иногда отмечаются его содержания до 0,2%. Несколько своеобразно распределение калия в солях. В усольской продуктивной толще оно не превышает 0,02%. В бельской продуктивной толще содержание калия находится в пределах от 0,02 до 0,2%, а в ангаро-литвинцевской — от 0,04 до 0,20—0,40%. Следует отметить, что в кровле промышленных пластов ангаро-литвинцевской толщи и верхнего пласта бельской толщи в пределах конседиментационных впадин могут быть встречены содержания калия до 1,0—2,0%, но мощности таких прослоек небольшие.

8. Микропримеси (ванадий, вольфрам, никель, железо, титан, молибден, стронций, цезий, церий, рубидий и др.) не вносят существенного изменения в вещественный состав каменной соли Иркутского амфитеатра, поскольку их содержания ничтожно малы, а большей частью микропримеси вовсе отсутствуют. Однако они могут играть существенную роль при использовании солей в электрохимическом производстве. Технологические исследования показали, что содержания этих примесей в солях амфитеатра настолько малы, что их влияние по «амальгамной пробе» практически не сказывается.

9. Технологические исследования показали, что соли усольской и бельской продуктивных толщ пригодны для электролиза с ртутным катодом, причем для солей бельской свиты необходима предварительная очистка. Соли ангаро-литвинцевской продуктивной толщи пригодны для электролиза диафрагменным методом, а после содово-щелочной очистки их можно использовать и для электролиза с ртутным катодом. Для других отраслей промышленности каменная соль всех продуктивных толщ Иркутского амфитеатра является сырьем высокого качества.

10. Каменная соль всех продуктивных толщ Иркутского амфитеатра представляет собой прозрачную породу, иногда с розовым или красным оттенком, крупнокристаллической, реже разнокристаллической структуры, массивной, реже полосчатой текстуры, спайность совершенная. Иногда отмечаются следы перекристаллизации, и в таких интервалах увеличивается содержание кальция до 1,0—2,0%. Под микроскопом основная масса сложена галитом, среди кристаллов которого отмечаются редкие и мелкие зерна гипса, ангидрита, доломита, кальцита, иногда глинистое вещество. Иногда в кристалликах галита отмечаются пузырьки газа и маточной рапы.

11. Следует отметить, что в прослоях сульфатно-карбонатных пород встречаются маломощные слои соли, которые по составу аналогичны солям промышленных пластов. Но на отдельных площадях в таких прослойках отмечается повышенное содержание калия, что при подземном выщелачивании может оказать существенное влияние на состав рассолов выщелачивания.

12. Как отмечалось выше, в эпохи осадконакопления отлагались слои выдержанной мощности почти на всей площади Иркутского амфитеатра. В послелексембрийское же время происходила структурная переустройство соленосных толщ. Она не привела к существенному изменению первоначальной структуры накопившихся отложений и образованию сложных соляных структур, куполов и диапировых складок. Исключением является Жигаловский вал, в пределах которого резко увеличены мощности солей усольской продуктивной толщи, а соли бельской и ангарской продуктивных толщ из ядра этой структуры выжаты на ее крылья. Довольно сложные соляные структуры отмечаются на северо-востоке амфитеатра в Приленских районах. В пределах же других

крупных структур, как например Братский вал, отмечаются лишь незначительные увеличения или уменьшения мощностей солей в соленосных толщах. Таким образом, тектоническую и инженерно-геологическую обстановку Иркутского амфитеатра для разведки и отработки месторождений каменной соли следует считать благоприятной.

13. В гидрогеологическом отношении осадочную толщу можно подразделить на два комплекса: соленосный и надсоленосный. С соленосным комплексом связаны высокоминерализованные и метаморфизованные рассолы, содержащие целую гамму микрокомпонентов и представляющие промышленный интерес. Но они приурочены к терригенным или карбонатным породам, а пласты соли являются практически сухими. Поэтому каких-либо осложнений из-за гидрогеологических условий при отработке месторождений ожидать не следует. Но надсоленосный комплекс характеризуется разнообразной и иногда высокой водообильностью, при которой проходка горных выработок и особенно шахтных стволов может быть осуществлена при решении сложных инженерных задач. Если вскрытие месторождения соли в этих условиях будет затруднено, то после надежного перекрытия водоносных толщ, отработка месторождения не будет осложняться. Таким образом, гидрогеологическая обстановка отработки месторождений каменной соли на территории Иркутской области также является благоприятной.

14. Геологическое строение, геохимический состав солей, структура соленосных толщ и гидрогеологические условия Иркутского амфитеатра отличаются большим своеобразием по отношению к другим солеродным бассейнам. Поэтому и методы разведки и отработки месторождений каменной соли на этой территории должны решаться, исходя из местных условий с наименьшими затратами и наибольшей экономической эффективностью. В частности, следует пересмотреть методику разведки таких месторождений применительно к местным условиям, рассмотреть вопросы размещения разведочных скважин, определить минимальное их число и конструкцию, возможность совмещения разведочных и гидрогеологических исследований, использования разведочных скважин для последующей отработки месторождения и тому подобное.

Приведенные результаты исследований показывают, что кембрийские соленосные отложения Иркутского амфитеатра являются крупнейшей минерально-сырьевой базой для многих отраслей промышленности. Следует отметить, что по результатам проведенных работ возможно проектировать детальную разведку на наиболее приемлемой для строительства промышленного предприятия площади, минуя при этом этапы поисков и предварительной разведки. Также отметим, что по результатам проведенных работ уже сейчас проектируются и строятся промышленные предприятия в Иркутской области.

## **СОВРЕМЕННОЕ СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ СССР**

---

*Л. М. ГРОХОВСКИЙ*

### **О СОВРЕМЕННОМ СОЛЕНАКОПЛЕНИИ В АРИДНЫХ ЗОНАХ СССР**

Современное накопление солей в засушливых районах СССР многообразно. Оно происходит в грунтах и почвах, в подземных и поверхностных водах, в разного рода понижениях и котловинах, в лагунах и заливах крупных озер, внутренних и внешних морей.

#### **Задачи изучения современных соленосных бассейнов**

К прикладным задачам изучения особенностей и условий современного соленакопления относится, в частности, изучение их с целью добычи солей; к теоретическим задачам — изучение их для познания осадконакопления в целом, познания физико-химических закономерностей отложения солей, их диагенеза и эпигенеза, условий питания и связи бассейнов с внешней средой, изменений характера этой связи и ее последствий, для установления закономерностей соленакопления в геологическом прошлом.

В разведке современных соленосных бассейнов, кроме определения запасов солей, заключенных в их жидкой и твердой фазах, их качества и технологических свойств, не менее важно определение стабильности соляных озер на период эксплуатации, влияния последней на состояние озер, изучение процессов изменений состава рапы и солей, характера связи озер с подземными и поверхностными водами, условий и источников питания, определение направления развития озера, от знания которых зависит успешность эксплуатации его. Пока, к сожалению, изученность этих вопросов невысокая и просчеты в оценке стабильности месторождений случаются нередко.

Прикладные и теоретические задачи изучения современного соленакопления тесно связаны и решаются только совместно.

#### **О накоплении солей в аридных зонах**

Засушливые территории СССР занимают обширные районы, в пределах которых происходит накопление различных солей. В этом накоплении можно различать отдельные процессы и стадии, приводящие к повышению содержания солей в водах, засолению почв и грунтов обширных территорий или пород локальных понижений, и процессы и стадии образования концентрированных рассолов, слоев и пластов солей в бассейнах и котловинах, которые приводят к образованию месторождений легкорастворимых солей.

Основной движущей силой общего процесса накопления солей в районах с аридным климатом является испарение. Подчиненную, но важную роль в нем играют также растворение соленосных образований и малорастворимых соединений, катионный и анионный обмен между породами и подземными и поверхностными водами, процессы химического выветривания, окисления и восстановления, результаты жизнедеятельности организмов и другие процессы.

Н. М. Страхов (1962) совершенно справедливо указывает, что основная часть солей мобилизуется в гумидной зоне и транзитными водами приносится в аридную зону, где за счет испарения этих вод происходит накопление солей в конечных бассейнах стока. Незначительная роль местных источников солей в этом процессе основывается на широко известном преобладании химического выветривания в гумидной и механического или физического — в аридной зонах, а также на незначительном количестве вод и осадков в аридной зоне. Однако несмотря на отсутствие сомнений в ведущей роли в накоплении солей транзитных вод и солей, по нашему мнению, роль местных источников солей при этом чрезмерно преуменьшается. В аридную зону из гумидной речные и подземные воды поступают, как правило, почти пресными, маломинерализованными. Значительная, если не большая, часть речных вод в аридной зоне не доходит до конечных бассейнов стока, а инфильтруется в землю, пополняя подземные воды. Примеров этому много: Сагиз, Эмба, Тургай, Сырдарья и др.

В аридной зоне транзитные воды увеличивают минерализацию не только за счет испарения и концентрирования солей, принесенных из гумидной зоны, но и за счет мобилизации солей в самой аридной зоне. Подземные воды на глубине, исключая испарение их через поверхность земли, увеличивают свою минерализацию из-за значительного уменьшения скоростей потока, наличия участков с застойным режимом подземных вод, увеличения времени контакта их с породами, значительных изменений рН и Eh среды, смешения вод с разным составом растворенных солей, процессов катионного и анионного обмена, растворения солей. Химическое выветривание на глубине в аридных зонах распространено значительно шире, чем это представлялось ранее. Так, выветрелыми на большую глубину оказались многие массивы изверженных пород в аридной зоне. В ряде районов, в частности в Приаралье, можно проследить, как увеличивается минерализация, например, меловых вод от низовьев Тургая к Аральскому морю (от 1—2 до 10—15 г/л). Для вод, и имеющих напорный характер, она нередко достигает 20—60 г/л.

Приближение подземных вод к поверхности земли способствует их испарению и еще больше повышает минерализацию, выпадению из них солей в грунтах и почвах, на поверхности земли, смыву их поверхностными водами в озерные котловины. Грунтовые воды, особенно если зеркало их не глубже 1—2 м, иногда содержат до 100—150 г/л солей, но нередко и слой почти пресной воды. Минерализация и состав солей в них особенно пестры и зависят от многих факторов.

Засоление вод и пород засушливых районов, миграцию в них солей и поступление их в соляные озера можно рассматривать как второй источник вод и солей, питающий эти озера одновременно с основным источником — транзитными реками или морскими бассейнами и накладывающий на них свои специфические черты.

### **Соляные озера, их разнообразие и классификация**

Современные соляные озера весьма разнообразны по размерам, форме, соотношению жидкой и твердой фаз, солевому составу, режиму, стабильности. Различия их связаны как с внешними факторами,

воздействующими на соляное озеро, так и с внутренними, отражающими развитие соляного озера, количественные и качественные изменения в нем, разную скорость и направленность физико-химических процессов, протекающих в рапе.

К числу внешних факторов относятся географическое положение (степень засушливости климата, расположение озер в бессточных понижениях суши или в приморских районах, приуроченность их к аллювиальным равнинам или тектоническим впадинам), соотношение источников питания (речных-транзитных и местных вод, временных водотоков; подземных напорных и ненапорных, глубинных и грунтовых вод разной минерализации, вод внутренних и внешних морей), геологическое строение района (тектоника и литология, наличие и глубина залегания соленосных пород, массивов изверженных и метаморфических пород, разрушенность и выветрелость, состав и взаимоотношения карбонатных, песчаных и глинистых пород и др.), геоморфологические особенности (характер почвенного и растительного покрова, размеры, форма котловин, морфология их дна, берегов) и многое другое.

К числу внутренних факторов, определяющих и отражающих развитие соляного озера, относятся физико-химические закономерности концентрирования растворов и выпадения из них солей в зависимости от растворимости их в изотермических и политермических условиях, процессы взаимодействия жидкой и твердой фаз, метаморфизации рапы, стабильных и метастабильных равновесий солевых систем, а также зависимости величины испарения от концентрации и состава солей в рапе соляных озер, их глубины, альбедо и др.

Для образования соляных озер со значительными запасами концентрированной рапы или пластами солей необходимо сочетание целого ряда внешних и внутренних факторов определенной направленности.

К соляным относятся озера либо заключающие только рапу, либо в которых под рапой имеются отложения солей, либо которые заполнены солями, а поверхностная рапа появляется в них только в холодное время года. Озера, как правило, имеют различный состав и концентрацию солей в поверхностной рапе, разный состав твердых солей и межкристалльной рапы. Попыток классификации соляных озер было много, но обычно они опирались на разные принципы.

Начало гидрохимической классификации соляных озер было положено Н. С. Курнаковым (1940), разделившим их на два основных класса. Дальнейшее развитие и совершенствование ее, начиная с 1932 г., осуществлял М. Г. Валяшко (1952а, 1962). Им были выделены три типа рассолов соляных озер — карбонатный, сульфатный и хлоридный; в сульфатном типе выделены сульфатно-натриевый и сульфатно-магниевый подтипы.

Для различных стадий развития соляных озер М. Г. Валяшко (1962) предложил учитывать концентрацию, состав, состояние рассола и наличие твердых отложений солей и их состав.

А. И. Дзенс-Литовский (1968) дополнил эту классификацию выделением типов и подтипов озер по происхождению их котловин-ложбин. Сходная классификация соляных озер была предложена Е. В. Посоховым (1968), который рекомендовал перевести хлор-магниевый подтип рассолов из сульфатного в хлоридный тип, разделив последний на хлор-магниевый и хлор-кальциевый подтипы. Ю. П. Никольская (1961), в свою очередь, предложила сульфатный тип рассолов соляных озер разделить на два типа: сульфатный и сульфатно-хлоридный. С этими поправками классификации М. Г. Валяшко вряд ли можно согласиться, так как они удаляют из этой классификации основное — систему физико-химических равновесий, определяющую соли, которые могут выпасть из рассолов данного состава.

Классификация, разработанная М. Г. Валяшко, представляется нам наиболее обоснованной гидрохимической, т. е. основанной на процессах, протекающих в жидкой фазе соляных озер, включая выпадение из нее твердых солей, их состояние и состав. Для «сухих» озер она может быть детализирована с учетом развития озер и диагенетических изменений в их солевых отложениях. Это было сделано при изучении соляных озер Северного Приаралья в 1945—1957 гг. (Гроховский, 1950, 1953, 1959). Здесь были выделены: группа мирабилитовых озер с пластом мирабилита; группа галитовых озер с пластом галита и часто залегающими под ним пластами астраханита, мирабилита, эпсомита; и группа тенардитовых озер, занимающая промежуточное положение между ними. Это разделение на группы связано, в первую очередь, с условиями режима, питания и связи с грунтовыми водами, а во вторую (как следствие) — с минеральным составом солей. Соляные озера других районов также укладываются в эти группы.

### Изменения в состоянии соляных озер

Исследование соляных озер, расположенных в разных районах и находящихся в разных условиях, показывает, что одни из них длительное время остаются почти неизменными, другие изменяются за немногие годы, превращаются из рапных в «сухие», исчезают и возраждаются.

Изменения в озерах обычно разделяют на циклические, периодические и постоянные, или труднообратимые. После годового цикла в состоянии озера обычно заметных изменений не наблюдается. Процессы периодические, связанные с многолетними колебаниями климата, придают определенную направленность циклическим процессам, усиливая их действие в том или ином направлении, т. е. усиливая или ослабляя концентрирование солей в рапе, образование из новосадки старосадки, частичное или полное растворение последней. Эти процессы легкообратимы, но полного повторения результатов каждого периода не наблюдается; в состоянии соляного озера накапливаются остаточные явления, определяющие его развитие. Постоянные процессы, названные Н. С. Курнаковым процессами метаморфизации рассолов, медленно, постепенно и односторонне изменяют состав рапы соляного озера. М. Г. Валяшко (1962) убедительно доказал, что циклические и периодические процессы не могут переводить озеро из одного гидрохимического типа в другой. Это способны делать только постоянные процессы.

Многолетние наблюдения за озерами Большим Яровым, Кулундинским, Кучуком, Эльтоном, Индер, Куули и другими свидетельствуют о том, что состав их рапы и состояние солевых отложений в течение длительного времени не претерпевают заметных изменений. В то же время имеются многочисленные свидетельства существенных изменений состава рапы и особенно отложений солей, происходящих в соляных озерах за очень короткое время. Это относится, например, к заливу Кара-Богаз-Гол, значительная часть которого превратилась в сухое соляное озеро, к озерам Ащиколь и Тузколь, которые в 1942 г. были «сухими» с пластами солей (Тузколь) до 2 м мощности, а в 1955 г. — рапными с содержанием солей 1 и 2 г/л. В начале века они были почти пресными и известны как оз. Арык-Балык. Неоднократно в оз. Аж-Булат отлагались мирабилит, галит; оно становилось «сухим», а затем снова обводнялось, донные соли растворялись и озеро превращалось в рапное. Сейчас оно снова «сухое» со слоями солей на дне.

В «сухих» соляных озерах в Северном Прикаспии, вдоль линии Искине-Макад, И. Н. Лепешковым и М. Г. Валяшко в 1932—1933 гг. отмечено наличие пласта галита, под ним слоя эпсомита и в отдельных



озерах — пласта астраханита. При повторном обследовании этих озер в 1954 г. было установлено, что эпсомит в солевых отложениях сохранился в виде незначительной примеси в единичных озерах. Почти во всех озерах под галитом залегает пласт астраханита, при этом во многих из них верхняя часть пласта астраханита замещена пластом тенардита мощностью от 0,1 до 0,6 м.

На Джаксы-Клычском месторождении в Северном Приаралье наблюдения за изменениями «сухих» соляных озер проводились с 1945 по 1957 г. Они сопровождались повторным бурением большого количества скважин на ранее изучавшихся озерах. Было установлено, что на многих «сухих» озерах, включающих пласт галита и залегающие под ним пласты астраханита, мирабилита, иногда эпсомита, мощность пласта галита постепенно уменьшается. Так, на оз. Восточном только за 3 года мощность его уменьшилась на 9 см, на оз. 27 г. за 5 лет на 12 см, на оз. 12 г. за 4 года (в разных частях озера) на 10—20 см, на оз. 25 г. за 5 лет на 17 см. Пласт галита там, где мощность его была небольшой и не превышала 0,5—1,0 мм, становился более рыхлым, нередко загрязненным илом — озера 12 г., 25 г., 27 г. и др. Между пластом галита и сульфатным пластом стал обнаруживаться прослой кашеобразного глауберита и ила, который стал увеличиваться в мощности, особенно на тех участках, где пласт галита подстилается пластом астраханита. Затем стали появляться кристаллы, после них линзы, а на некоторых озерах и слой тенардита мощностью 10—40 см.

Так, на оз. 25 г. под галитом залежали слой мирабилита и прослой астраханита между ними. Здесь в 1950 г. в трех скважинах между галитом и астраханитом были встречены линзы тенардита мощностью 20—30 см. В остальных скважинах (более 15) были обнаружены только кристаллы тенардита. На части озера тенардит и астраханит отсутствовали, и галит подстилал пласт мирабилита. В 1955 г. при повторном бурении почти всеми скважинами (более 20) был встречен пласт тенардита, залегавший по всему озеру, мощностью до 45 см (в среднем 33 см). Отсутствовал он только на участках, где галит подстилался непосредственно мирабилитом. Интересны изменения, происшедшие на оз. 11 г. Ранее оно было известно под названием «Грязное». В 1932 г. пробуренными здесь двумя скважинами было отмечено наличие пласта галита мощностью 70 см, а под ним — пласта астраханита такой же мощности. В 1947 г. разведочными скважинами был встречен пласт галита мощностью 40—50 см, плотный, с большим количеством мелких «окон», заполненных его рыхлой новосадкой. Под галитом залегал невыдержанный прослой глауберита мощностью до 10 см, а под ним — пласт тенардита мощностью от 10 до 50 см. Ниже залегал слой мирабилита; астраханита встречено не было. В 1950 г. мощность слоя галита уменьшилась, он стал рыхлым, сильно загрязнился илом и кашеобразным глауберитом. Мощность пласта тенардита еще более увеличилась, а количество примесей в нем уменьшилось; пласт стал более плотным. В 1951—1955 гг. пласт тенардита был выработан. Линзы астраханита незначительной мощности при эксплуатации были обнаружены только в краевых частях озера. В 1956 г. была выработана и большая часть образовавшегося за эти годы пласта тенардита на оз. 25 г. При посещении этих озер в 1972 г. на них был встречен вновь образовавшийся небольшой слой галита (1—10 см), а под ним слой тенардита мощностью от 3 до 8 см. По существу, за немногие годы эти озера перешли из группы галитовых в группу тенардитовых. Аналогичные изменения происходили на озерах 12 г., 24 г. и многих других. В то же время на некоторых галитовых озерах, расположенных в непосредственной близости от уже упомянутых, происходили изменения противоположной направленности. Так, на оз. 18 г. мощность пласта галита за 3 года увеличилась на 8 см. В южной части озера, несмотря на многолетнюю эксплуатацию,

проводившуюся в небольших масштабах (100—300 тыс. т в год), мощность пласта галита длительное время не уменьшалась.

Существенные изменения в эти годы происходили и в группе тенардитовых озер. Их могут характеризовать изменения на оз. 125, имеющем длину 6 км и ширину от 0,4 до 1 км, разные части которого по строению и составу аналогичны различным по составу тенардитовым озерам. В 1948 г. в его западной части имелся слой галита мощностью 0,3 м, в северной — только небольшая корка галита (до 3—5 см). В восточной части галит отсутствовал; поверхность озера здесь была покрыта слоем ила и глауберита, а местами мощной (до 30 см) гипсово-мирабилитовой коркой. Под галитом залегал прослой глауберита с илом (до 10 см), а ниже по всему озеру — слой тенардита, плотный и большей мощности — в восточной, более рыхлый — в северной, и совсем рыхлый — в западной части озера. На отдельных участках под коркой галита или сульфатных солей, а в западной части под слоем галита и слоем глауберита с илом залегал непосредственно мирабилит. На всей остальной площади озера пласт мирабилита залегал под слоем тенардита. В верхней части пласта мирабилита в восточной части озера встречались только отдельные кристаллы астраханита, в северной их было значительно больше, а в западной, кроме большого количества кристаллов, имелись и значительные по площади и мощности линзы астраханита.

В 1955 г. при повторном бурении скважин на оз. 125 было установлено, что в северной части корочка галита сохранилась только местами толщиной в несколько миллиметров, а в западной части от слоя галита осталась корка толщиной 1—2 см. Слой ила с глауберитом под коркой галита уплотнился, мощность его уменьшилась до 4—6 см. Значительно уплотнился и увеличил свою мощность и пласт тенардита в северной и особенно в западной части озера. Линзы астраханита почти полностью исчезли, а количество кристаллов его уменьшилось. Там, где на мирабилите не было кристаллов или линз астраханита, мощность слоя тенардита, как правило, была очень мала.

При посещении озера в 1972 г. было замечено, что даже в западной части озера не осталось следов галита, появилась бугристая гипс-мирабилитовая корка, пласт тенардита стал еще более плотным и массивным. В то же время в восточной части на многих участках под гипсово-мирабилитовой коркой тенардита не оказалось, а залегал — мирабилит. Местами он был покрыт «нагаром», типичным для мирабилитовых озер. Аналогичные изменения наблюдались на других тенардитовых озерах.

В эти же годы на некоторых мирабилитовых озерах, где в результате эксплуатации в центральных частях озер образовались выемки — «ванны» — глубиной 0,5—0,8 м, поверхностная рапа сохранялась дольше, чем на галитовых озерах, а иногда и все лето. Здесь под рапой на поверхности мирабилита ежегодно образовывался слой тенардита мощностью от 2 до 8 см, который обычно в тот же год добывался. Таким путем на озерах 70, 21, 20 и др. было разработано более 0,5 м тенардита. Рапа в таких озерах через несколько лет заметно изменила свой состав — она стала более магниальной; в ней появился  $MgCl_2$ , содержание которого быстро увеличивалось. В образующемся здесь тенардите увеличивалась примесь астраханита. Затем над ним появился слой галита.

Наблюдения за изменениями в соляных озерах Джаксы-Клычского месторождения, Северного и Восточного Приаралья, в Прикаспии, низовьях р. Чу и других районах свидетельствовали об определенной направленности их и закономерной последовательности, намечавшей путь развития соляных озер. Наметилось и другое направление развития некоторых озер, связанное в основном с вмешательством в этот процесс человека.

## Наблюдения за режимом «сухих» озер и величинами испарения

Соляные озера представляют собой водоемы, в которых приток воды сбалансирован с расходом ее таким образом, что основная часть поступающих в озеро вод расходуется на испарение. Длительное нарушение этого равновесия может вызвать высыхание озера или его опреснение. Таковы пересыхающие озера, которые правильнее относить к солончакам и сорам, или часто опресняющиеся озера, расположенные на границе аридной зоны. Однако и в типичных соляных озерах равновесие между притоком воды и ее расходом постоянно изменяется, нарушается и вновь восстанавливается. Это изменение происходит по разному в разные периоды, неодинаково в различных озерах. Изменения состояния озера во времени, повторяющиеся с теми или иными вариациями в течение года и в многолетнем периоде, называются его режимом. Различают гидрологический (изменение уровней, температуры, плотности рапы и ее испарения) и гидрохимический (изменения концентрации, состава солей в рапе, выпадение из нее и растворение ею солей, взаимодействие жидкой и твердой фаз в озере) режимы. В режим озера входят и изменения его связи с внешней средой, в частности условий его питания.

Наиболее заметным проявлением циклических и периодических процессов, протекающих в соляном озере, является изменение уровня рапы. Уровненный режим рапных и «сухих» соляных озер наиболее изучен. Наблюдения за ним в течение многих лет проводились на различных озерах в самых разных районах аридной зоны. Неоднократно на многих озерах изучались термический и гидрохимический режимы поверхностной рапы рапных и «сухих» озер. Наименее изученными остаются термический и гидрохимический режимы межкристальной рапы «сухих» соляных озер, а они представляют большой интерес, поскольку большая часть периодических минералов образуется и существует в определенных интервалах температур. Так, в искусственном оз. Развал, по данным А. И. Дзенс-Литовского (1968), на глубине 3—4 м круглый год сохраняется отрицательная температура рапы, а на глубине 8—12 м залегает слой гидрогалита, который может существовать только при температурах ниже 0°.

Наблюдения за межкристальной рапой проводились на оз. Индер в 1939—1941 гг. Я. И. Тычино и М. Г. Валяшко (1952). Наблюдения показали, что температура рапы резко снижается с глубиной. Здесь, в пласте галита мощностью до 50 м на глубине 10 м отрицательная температура наблюдалась до июня; а положительная — во втором полугодии. На глубине 20 м среднегодовая температура отрицательная (—0,6°). На глубине 30 м температура в течение года изменялась от —0,5 до —1,8°, средняя —1,4°. Оз. Индер находится в компенсационной впадине солянокупольного поднятия и имеет некоторое сходство с оз. Развал (по условиям питания).

Термический режим оз. Эльтон изучался в 1948—1950 гг. Г. А. Васильевым (1953). Резкого понижения температуры в пласте галита на глубине 12 м здесь не наблюдалось. Межкристальная рапа с глубины 4,5 м имеет положительную температуру в течение всего года.

Наблюдения, проведенные в 1953—1954 гг. в Кара-Богаз-Голе, показали, что температура во втором пласте солей на глубине 5—8 м колеблется от 15 до 17°, в третьем — на глубине 18—19 м — от 16 до 17°.

Наблюдения за термическим режимом на Джаксы-Ключском месторождении проводились в 1955—1957 гг. на галитовом оз. Восточном, мирабилитовом оз. 69 и тенардитовом оз. 125. Для сравнения были проведены наблюдения в песчаном грунте на перемычке между озерами. Изучалась температура поверхности на глубинах 9,5; 16,5; 24,5; 31,5 см

и 1,1; 1,5; 1,8; 2,05; 3,10 и 5,10 м; термометры устанавливались так, чтобы осветить режим средних частей пластов разного минерального состава. На площадке на оз. Восточном мощность пласта галита 1,20 м, пласта астраханита 0,95—1,20 м, пласта мирабилита 2,45—2,59 м, слоя ила 0,3—0,5 м. На оз. 69 залегает пласт мирабилита мощностью 0,5—0,7 м; на нем слой «нагара» — 0,10—0,12 м; под мирабилитом — слой ила и песка. На площадке на оз. 125 сверху лежит корочка галита (1—2 см), а ниже слой глауберита с илом (6—8 см), пласт тенардита (0,4 м), пласт мирабилита (0,9 м), линза астраханита (0,3 м) и слой ила и илистого песка.

Результаты наблюдений показали, что по сравнению с песчаным грунтом поверхность пласта галита нагревается меньше (ее альbedo выше), меньше и амплитуды колебаний температур. То же происходит на поверхности мирабилита и «нагара» оз. 69. Поверхность же ила соровой полосы и корочка загрязненного галита с илом серого цвета оз. 125 нагреваются выше, чем поверхность песка. В то же время пласт галита оз. Восточного на глубине 1,10 м прогревается больше, чем песчаный грунт на такой же глубине, больше и амплитуда колебаний его температур. Интересно, что и на оз. Эльтон пласт галита на глубинах 2 и 4 м прогревается больше, чем песок на такой же глубине. Это четко указывает на то, что теплопроводность пласта галита выше, чем песчаного грунта.

В пласте астраханита оз. Восточного (2,05 м) температуры близки к температурам песка на тех же глубинах. Между пластами галита и астраханита имеет место резкий температурный скачок в сторону понижения их в период максимума, повышения в период минимума и уменьшения амплитуды колебаний. На оз. Эльтон в галите на глубине 2 м максимальная среднемесячная температура на 5° выше, а минимальная — на 2,5° ниже, чем в пласте астраханита, расположенного на глубине 2,05 м. Наблюдения показывают, что теплопроводность астраханита ниже, чем галита. Следствием этого является существенно больший нагрев верхних слоев астраханита по сравнению с его нижними слоями. Наблюдения и расчеты показывают, что верхний слой пласта астраханита под галитом на глубинах 1,0—1,2 м нагревается до 20—25°, т. е. здесь создаются условия, благоприятные для образования глауберита и тенардита. В то же время теплопроводность астраханита более низкая, чем теплопроводность галита, приводит к тому, что на границе пластов астраханита и мирабилита температура, как правило, не поднимается выше 14—16°, т. е. она благоприятна для преобразования мирабилита (или эпсомита) в астраханит, но недостаточна для образования тенардита.

Наблюдения на оз. 69 показали, что теплопроводность мирабилита еще более низкая, чем астраханита. Здесь на глубине всего 31,5 см средняя за период максимума температура мирабилита была только на 1,5° выше, чем в пласте астраханита оз. Восточного на глубине 2,05 м. В пласте мирабилита оз. Восточного на глубине 3,10 м максимальная среднемесячная температура на 4,8° ниже, а минимальная — на 3,6° выше, чем в пласте галита оз. Эльтон на глубине 3,0 м. В нем резко уменьшаются амплитуды колебаний не только среднемесячных, но и среднесуточных и срочных температур. Наряду с крайне низкой теплопроводностью мирабилит обладает и высокой теплоемкостью. Вследствие этого, если преобразование астраханита в тенардит происходит в довольно мощном слое (15—25 см), то преобразование мирабилита в тенардит, при достижении им температур 20—25°, например на оз. 125, происходит в слое мощностью всего 3—5 см, так как при углублении в пласт мирабилита температура резко понижается. Поэтому образование тенардита за счет пласта астраханита происходит значительно быстрее, чем за счет пласта мирабилита. Кстати, на мирабилитовых озерах, где

поверхность мирабилита понижена эксплуатацией и слой рапы нагревается выше  $32,4^{\circ}$ , т. е. температуры плавления мирабилита, тенардит образуется слоями мощностью 2—5 см.

Наблюдения на оз. 125 показали, что теплопроводность пласта тенардита значительно выше теплопроводности пласта мирабилита, но ниже, чем галита. Пласт тенардита обладает также высокой теплоемкостью, на что указывает малая амплитуда колебаний срочных и среднесуточных температур. Здесь даже в августе среднемесячная температура на глубине 31,5 см равна  $24,4^{\circ}$ , т. е. достаточна для интенсивного образования тенардита.

На рапных озерах гидрохимический режим определяется изменениями состава, минерализации и плотности рапы, а также зависит от взаимодействия жидкой и твердой фаз, если имеются отложения солей. В «сухих» озерах роль изменений поверхностной рапы в режиме становится подчиненной, а на первое место выступают изменения состава, минерализации и плотности межкристалльной рапы, находящейся в тесном контакте с отложениями солей. Режим поверхностной рапы «сухих» озер к настоящему времени довольно хорошо изучен.

Гидрохимический режим межкристалльной рапы изучался на озерах Индер (Валяшко, 1952б) и Эльтон (Васильев, 1953). На оз. Индер фигуративная точка состава рапы близ поверхности галита попадает в поле кристаллизации галита, в весенне-летнее время перемещается вдоль луча кристаллизации галита, а зимой возвращается в исходное положение. Годичный цикл характеризуется выпадением галита летом и растворением его зимой. До глубины 30 м состав рапы оставался практически постоянным. Поэтому она рассматривается М. Г. Валяшко как сконцентрированная испарением поверхностная рапа, опустившаяся на дно. За 60 лет состав рапы практически не изменился. В оз. Эльтон в годичном цикле из поверхностной рапы могут выделяться галит, эпсомит, гексагидрит, карналит, бишофит. Как указывает М. Г. Валяшко (1962), рапа оз. Эльтон на всех глубинах имеет одинаковый состав, только по сравнению с рапой оз. Индер она оказывается более сгущенной. Оба озера приурочены к солянокупольным структурам и находятся как бы на грани сульфатного и хлоридного типов. Поэтому режим большинства «сухих» озер, относящихся к сульфатному типу, может отличаться от гидрохимического режима межкристалльной рапы оз. Индер и Эльтона.

Наблюдения за гидрохимическим режимом «сухих» соляных озер проводились на Джаксы-Клычском месторождении. При этом в 1955—1957 гг. они проводились на тех же озерах и глубинах, что и наблюдения за термическим режимом эпих озер (Гроховский, 1972). Результаты наблюдений на оз. Восточном показывают, что в общем виде плотность рапы, ее минерализация и содержание солей, особенно сульфатных, увеличиваются сверху вниз. При этом в холодное время года поверхностная и межкристалльная рапа в пласте галита сравнительно мало понижают свою плотность и минерализацию; в пластах же астраханита и мирабилита они понижаются очень сильно, за счет более высокого содержания в рапе сульфатов летом и выпадения их в виде мирабилита в порах пласта зимой и весной, с последующим летним растворением их. Плотность рапы в пластах астраханита и мирабилита весной может быть даже ниже плотности рапы в пласте галита. Наиболее резкие колебания плотности, минерализации и состава рапы наблюдались на границе пластов галита и астраханита и в пласте астраханита. Наименьшими они были в пласте галита.

Рапа оз. Восточного относится к сульфатному типу, хлор-магниево-му подтипу. На изотерме  $25^{\circ}$  все точки рапы из пласта галита лежат в поле кристаллизации галита; зимой из нее выпадает мирабилит. На границе пластов галита и астраханита рапа по составу еще находится

в поле кристаллизации галита, но большая часть точек располагается ближе к границе поля астраханита, а отдельные точки попадают на эту границу и даже в поле тенардита; зимой выпадает мирабилит. В пласте астраханита рапа на изотерме  $25^{\circ}$  перемещает фигуративные точки более значительно; в теплое время года почти все точки лежат в поле астраханита, близ ее границы с полем тенардита, в холодное — в поле галита; зимой выпадает мирабилит. В пласте мирабилита на изотерме  $25^{\circ}$  точки рапы большей частью попадают в поле астраханита, то ближе к «астраханитовому пятну», то к полю тенардита; в холодное время года (1—2 месяца) они попадают в поле галита. В слое ила почти все точки попадают в поле астраханита.

Наблюдения на оз. Восточном свидетельствуют о различиях в концентрации и составе солей в рапе из пластов галита, астраханита, мирабилита и слоя ила, а также о различном характере изменений их в течение года, которые подтверждают возможность образования на границе пластов галита и астраханита — тенардита и образования на границе пластов астраханита и мирабилита — астраханита. Эта возможность подтверждается и тем обстоятельством, что в отдельные периоды года плотность рапы в пласте мирабилита и особенно в пласте астраханита становится более низкой, чем в лежащем выше пласте, в частности в пласте галита, что способствует вертикальной циркуляции рапы не только сверху вниз летом, но и снизу вверх в холодное время года, когда рапа содержит мало сульфатов и из пласта астраханита, в частности, в пласт галита поднимается рапа существенно хлор-натриевого и хлор-магниевого состава, способствуя образованию в нем тенардита.

Наблюдения на оз. Восточном и других озерах показывают на тесную связь термического и гидрохимического режимов соляных озер с минеральным составом пластов солей, дифференциацией солей в процессе раннего диагенеза солевых отложений, определенной очередностью выпадения и преобразования солей. Дифференциации способствует то, что плотность рапы с высоким содержанием сульфатов значительно выше, чем плотность рапы с резким преобладанием хлоридов, вследствие чего первая опускается вниз, а вторая поднимается вверх. Значительное увеличение плотности рапы в сульфатных пластах, по сравнению с пластом галита большую часть года, особенно летом, указывает на то, что сгущенная испарением рапа близ поверхности галита, в соответствии с ее плотностью, опускается только до пласта астраханита, в котором и происходят наибольшие изменения.

Скорость протекания процессов в озере в большей мере зависит от величины испарения с его поверхности. Что касается испарения с поверхности открытой рапы, то величины испарения в разном ее состоянии и при разных концентрации и составе солей в ней в основном изучены и только требуют уточнения для конкретных условий и составов солей, особенно сульфатных. Чаще всего она составляет 60—75% от испарения с поверхности пресной воды. Наиболее полно величины испарения с поверхности рапы были изучены Я. И. Тычино и М. Г. Валяшко (1952) в 1940—1942 г. на оз. Индер. Ими была получена и величина испарения с поверхности пласта галита, которая на оз. Индер оказалась равной 5,3 мм, т. е. уход рапы под соль замедляет испарение почти в 170 раз. Судя по результатам этих опытов, после перехода озера из рапного в «сухое» темп увеличения концентрации рапы резко замедляется, а следовательно, крайне замедляется и общий темп развития озера, накопление в нем твердых солей, процессы его преобразования.

Однако изменения, происходившие в озерах Северного Приаралья и в других районах, указывали на то, что скорость этих изменений может быть и очень высокой. Поэтому в 1956—1957 г. на оз. Восточном были проведены опытные работы по изучению испарения с поверхности галита. Этими исследованиями было установлено, что величина испаре-

ния с поверхности пласта галита на «сухом» озере за летне-осеннее время в разных условиях составляет 400—600 мм и только в 2,5—3 раза меньше испарения с поверхности открытой рапы. Можно полагать, что опыты по испарению на озерах Индер и Восточном проводились на монолитах галита разного строения и пористости. Строение верхнего слоя галита на площадке оз. Восточного является более типичным для «сухих» соляных озер.

Многочисленными исследованиями почвоведов в засушливых районах установлено, что величина испарения грунтовых вод с глубин 2,5—1,5 м изменяется от 100 до 380 мм, а при глубине зеркала их в 0,2—0,5 м почти не отличается от величины испарения с поверхности открытой воды. Поэтому можно полагать, что испарение с почв и грунтов в бассейне озера сопоставимо с величиной испарения с поверхности самого озера, что грунтовые воды на пути к озеру и особенно на его соровой полосе, где зеркало их находится на глубинах 0,5—0,2 м, повышают свою минерализацию до 100—200 г/л, и в озеро с ними может поступать большое количество солей.

### **Источники и условия питания соляных озер, их проточность**

При изучении озер Маралды, Калкамана, Жалаулы, Кучука и многих других рапных озер было установлено, что в приходных статьях водного баланса их подземные (в основном грунтовые) воды составляют 20—40%. В «сухих» озерах эти воды являются основным источником питания (50—60%). Наблюдениями в Приаралье и в других районах был выявлен характер взаимосвязи рапы «сухих» озер и подземных (грунтовых) вод. Было выяснено, что часть озер является конечными, часть — проточными для грунтовых вод. Характером этой связи в значительной степени определяется направленность процессов и изменений в составе и состоянии рапы и солевых отложений соляного озера, особенно «сухого». Сам переход озера из рапного в «сухое» нередко скачкообразный и связан с изменением условий питания озера, с уменьшением роли поверхностных и увеличением роли подземных вод. При этом изменения условий питания озера и соответственно его состояния могут быть и не связаны с изменением климата (например, Кара-Богаз-Гол и многие другие соляные озера).

Анализ геологической и гидрогеологической обстановки в районах соляных озер показывает, что каждое из них (как расположенные близ моря и даже связанные с ним, так и находящиеся в речных долинах и связанные с рекой, а также приуроченные к бессточным тектоническим котловинам) имеет несколько источников питания. При этом один из источников является основным. Для Кара-Богаз-Гола, например, это вода Каспия, для части озер в долине р. Чу — воды этой реки. Однако наряду с основным существуют и другие источники питания, такие как воды рек, грунтовые и напорные подземные воды для приморских озер, грунтовые и напорные подземные воды в долинах рек, существующих и пересохших, грунтовые и напорные подземные воды в тектонических котловинах, а также атмосферные осадки и поверхностные воды по временным водотокам. Последние, как правило, имеют подчиненное значение.

В процессе разития соляного озера, особенно при переходе его от подготовительного к самосадочному бассейну, а затем к «сухому» соляному озеру происходит изменение роли источников питания — уменьшается роль поверхностных (морских и речных) вод и возрастает роль подземных (грунтовых) вод, особенно на стадии «сухого» озера (Гроховский, 1972). На последней стадии продолжается накопление солей, длительное при благоприятной тектонической обстановке (озера Индер, Баскунчак) и более кратковременное в тех котловинах, где нет прогиба-

ния дна (основная часть современных приморских и долинных соляных озер). На стадии «сухого» озера обычно резко усиливаются процессы диагенетических преобразований, в частности, происходят изменения солевых отложений, описанные выше.

Наблюдения в Приаралье и других районах показали, что на определенных стадиях развития конечные озера могут становиться проточными для грунтовых вод, а проточные — конечными; накопление в них солей может смениться их выносом, чаще избирательным, особенно из-за разной растворимости солей в политермических условиях, и снова — накоплением, вследствие достижения пластами солей определенного уровня по отношению к источнику питания. Так, например, падение уровня Каспийского моря привело не только к изменению условий питания Кара-Богаз-Гола, но и к изменению уровней грунтовых вод в северном Прикаспии, в результате которого значительная часть упоминавшихся выше озер стала проточной для грунтовых вод, что вызвало образования в некоторых из них тенардита, в других почти полный вынос солевых отложений. Примерно тоже происходило в низовьях р. Чу, в Северном и Восточном Приаралье, но по другим причинам, также не связанным с резкими изменениями климата.

Сопряженными наблюдениями за уровнями рапы в озерах и уровнями грунтовых вод на Джаксы-Клычском месторождении озерных солей, проводившимися с 1946 по 1957 г., было установлено, что колебания этих уровней не совпадают во времени, в результате чего даже конечные озера, большую часть года питающиеся грунтовыми водами, в отдельные периоды, особенно весной, питают горизонт грунтовых вод за счет перелива в него поверхностной и межкристальной рапы в пласте галита через соровую полосу. Часть рапы поступает в грунтовые воды через «окна» в солях, в виде встречного потока. В весеннее время рапа обеднена сульфатными солями и происходит их избирательный вынос. В горизонте грунтовых вод он обычно обозначается своеобразными «шлейфами» вод повышенной минерализации, протягивающимися по направлению потока грунтовых вод от соляных озер.

Минерализация и состав солей вод разных источников, питающих озеро, обычно различны, что вызывает при их смешении метаморфизацию вод как на подходах к озеру, так и в самом озере, а также вызывает метаморфизацию рапы озера и изменения в уже отложившихся в озере солях.

Приведенные выше положения и закономерности, как и сделанные на их основе выводы, отчасти уже твердо установлены, отчасти, выявлены пока на небольшом количестве озер и нуждаются в дальнейшей проверке. Однако уже сейчас очевидно, что они дают возможность более глубоко вскрыть механизм современного соленакопления, более обоснованно прогнозировать состояние соляных озер при их разведке на период эксплуатации, позволяют наметить основные направления дальнейших исследований, а также использовать их для более полного выявления закономерностей соленакопления в геологическом прошлом, условий образования месторождений и особенно их диагенеза и эпигенеза.

## ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Классификационные признаки соляных озер.— «Труды ВНИИГ», 1952а, вып. XXIII, с. 13—24.
- Валяшко М. Г. Физико-химическое исследование режима оз. Индер.— «Труды ВНИИГ», 1952, вып. XXIII, с. 93—117.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Васильев Г. А. Термический режим донной рапы пласта соли оз. Эльтон.— «Труды ВНИИГ», 1953, вып. XXVIII, с. 114—117.



- Гроховский Л. М. Джаксы-Клычское месторождение сульфатов натрия.— «Труды Мосгеолнеруд», 1950, вып. 1, с. 43—83.
- Гроховский Л. М. О галитовых озерах.— «Труды Мосгеолнеруд», 1953, вып. 2, с. 11—48.
- Гроховский Л. М. Тенардитовые озера.— «Труды Мосгеолнеруд». 1959, вып. 4, с. 3—69.
- Гроховский Л. М. Озерные месторождения солей, их изучение и промышленная оценка. М., «Недра», 1972. 163 с.
- Дзенс-Литовский А. И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. Л., «Недра», 1968. 118 с.
- Курнаков Н. С. Введение в физико-химический анализ. М., Изд-во АН СССР. 1940. 562 с.
- Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водоемах Кулундинской степи.— «Изв. СО АН СССР», 1961, № 4, с. 45—86.
- Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Гидрометеорологический институт, 1968.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Тычино Я. И., Валяшко М. Г. Испарение с поверхности новосадки галина на оз. Индер.— «Труды ВНИИГ», 1952, вып. XXIV, с. 247—251.

*М. П. ФИВЕГ, В. П. ФЕДИН*

## **КАРА-БОГАЗ-ГОЛ КАК МОДЕЛЬ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ ПРОШЛОГО**

В результате изучения палеогеографии эпох соленакопления в пределах впадин аридных зон выделяются много- и однобассейновые типы сгущения океанической воды. В первом, по-видимому, более распространенном, океаническая вода сгущалась последовательно, проходя ряд водоемов. Начальная стадия этого процесса, до насыщения по хлористому натрию, осуществлялась в так называемых промежуточных водоемах и завершалась в солеродных — бассейнах конечного стока, всегда располагавшихся в наиболее интенсивно прогибавшихся участках платформенных впадин. В этом случае солеродные водоемы разного размера были заливами эпиконтинентальных морей (Фивег, 1956, 1972).

Одним из примеров многобассейнового типа соленакопления может служить раннепермское в восточной части Русской платформы (Фивег, Банера, 1968). В современных условиях аналоги этого типа соленакопления отсутствуют.

Во втором однобассейновом типе сгущение океанической воды осуществлялось в едином водоеме, доходя до стадии садки легкорастворимых солей. Интересным примером солеродного водоема, непосредственно связанного с океаном, является Мессинское соляное море, возникшее в конце миоцена в обширной и глубокой впадине Средиземного моря, условия возникновения которого и особенности его седиментации были изучены на основании материалов бурения и геофизических исследований во время XIII круиза «Челленджера» (Nesteroff, 1973).

На основании большого количества наблюдений всеми признано, что в водоемах аридных зон осуществляется дифференциация рассолов по глубине, как естественное следствие испарения, но значительное изменение состава и концентрации рассола в горизонтальном направлении вызвало сомнение у многих исследователей. Схемы Г. Рихтера-Бернбурга (Richter-Bernburg, 1955), Х. Борхерта (Borchert, 1964), Р. Шмальца (1972), предусматривающие дифференциацию солей в обстановке движения рассолов, являются результатом обобщения фактического материала и представляют один из возможных вариантов.

Изучение рассолов Кара-Богаз-Гола дает дополнительный материал для познания не только современного, но и древнего соленакопления. Размеры этого бассейна соизмеримы со многими существовавшими

ранее солеродными водоемами. Например, Кара-Богаз-Гол по своей площади соответствует верхнефранскому солеродному водоему Припятского прогиба, имевшему размеры порядка 19 тыс. км<sup>2</sup>; более чем в 2 раза превосходит верхнекунгурский Верхнекамский солеродный водоем, достигающий 8 тыс. км<sup>2</sup>.

Залив Каспия Кара-Богаз-Гол расположен в аридной зоне (с 90 мм годовых атмосферных осадков при испарении 2115 мм). На глазах исследователей нашего поколения происходит смена условий седиментации в связи с непостоянным количеством поступающей каспийской воды, которая в водном балансе залива составляет 99,85%.

Изменения стока морской воды в залив принято связывать главным образом с нарушением климатического режима в области Каспия и в меньшей степени с тектоническим фактором. По данным дешифрирования снимков, установлено значительное количество крупных разрывных нарушений, не имеющих на геологической карте. Эти разломы, хотя и мало амплитудные, существенно усложняют структурный план района. Ими на отдельных участках определяется современная конфигурация Каспия и Кара-Богаз-Гола. Такая приуроченность может служить указанием на весьма молодой возраст подвижек по выделенным разломам. Безусловно, эти подвижки могли, в свою очередь, быть причиной резких нарушений стокового режима. Однако это обстоятельство требует тщательной проверки. Наша задача в данном случае сводится к тому, чтобы обратить на него внимание.

Мы являемся свидетелями третьего цикла галогенной седиментации в заливе. Осадки этого цикла заполняют обширную эрозионную впадину с глубиной от современного уровня Каспия более 10 м.

К сожалению, сейчас еще недостаточно данных для изучения условий седиментации соляных пород первых двух циклов. В пределах центральной части залива не одна скважина не вскрыла на всю мощность соленосной серии. Самая глубокая (30 м) из пяти скважин (№ 3), пробуренных в 1934 г., была заложена в краевой части залива и остановлена в подстилающих соль породах третьего цикла (Православлев, 1940). Разведочные скважины, часть которых прошла всю соляную толщу залива, расположены в пределах засух на северо-западе (Кургузльская бухта) и в северном и восточном секторах засухи (рис. 1).

Систематическое изучение гидрохимии Кара-Богаз-Гола как сырьевой базы сульфата натрия было начато в 1909 г. экспедицией под руководством Н. И. Подкопаева. С 1918 по 1929 г. работы были продолжены Карабогазской комиссией при КЕПС АН СССР, с 1929 по 1933 г.— Соляной лабораторией АН СССР, затем с 1934 г.— Институтом галлургии и с 1937 г.— Институтом общей и неорганической химии АН СССР. Всеми исследованиями руководил академик Н. С. Курнаков. В последние годы (1950—1970 гг.) работы по изучению геологии и гидрохимии залива проводятся Туркменским геологическим управлением, ВНИИГом и ИОНХом АН СССР. В результате длительных систематически проводимых исследований дана исчерпывающая характеристика процесса изменения состава рассолов, происходящего в результате сокращения поступления каспийской воды (Поляков, 1961), и разработаны прогнозы на будущее (Кашкаров, 1959). Ценный материал для познания условий формирования соленосных серий залива был получен в результате проведения буровых работ на засухах Кургузльской бухты, Сартасского залива, в районе мысов Чагала и Ходжасу (Дзенс-Литовский и др., 1959). В 1971—1973 гг. был собран новый материал о составе поверхностной рапы залива и донных осадков в западной и восточной частях акватории залива (Колосов, Байлиева, 1969; Колосов и др., 1975).

В результате обработки этих материалов уточнены современная дифференциация состава рапы, парагенезисы солей и намечены существующие границы фаций в акватории залива (см. таблицу, рис. 2).

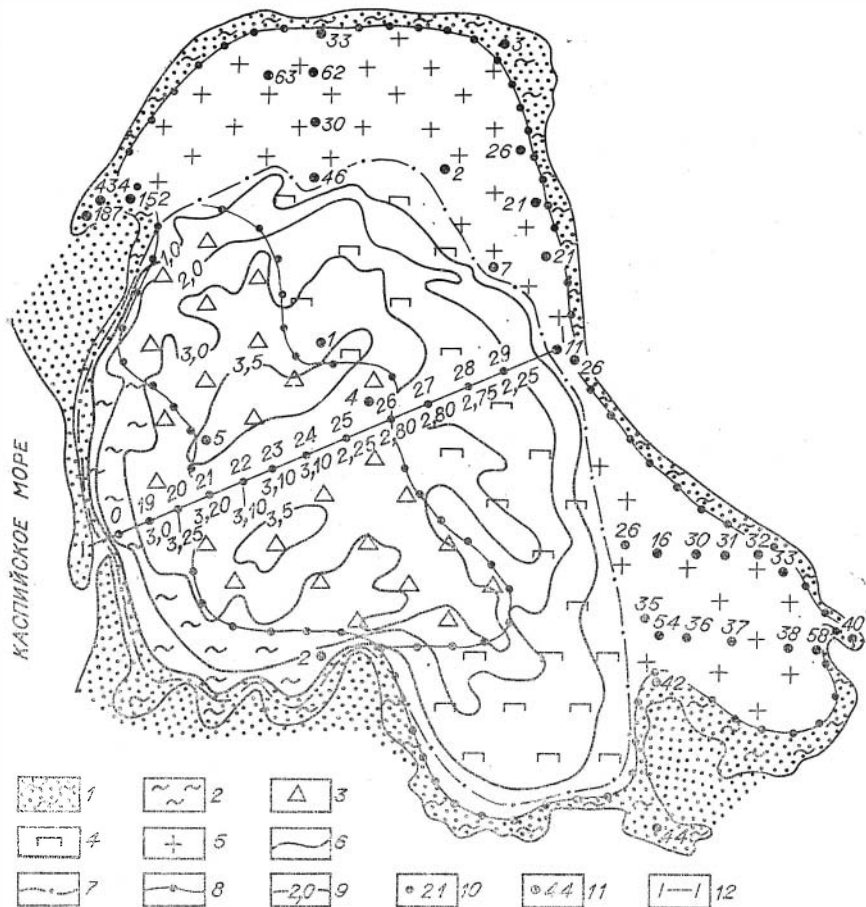


Рис. 1. Геолого-гидрохимическая схема залива Кара-Богаз-Гол.

1 — гипсово-карбонатные образования с примесью песка; 2 — гипсово-карбонатные образования; 3 — гипсово-глауберитовые отложения; 4 — галитовые отложения; 5 — астраханит-галитовые отложения; 6 — граница коренного берега; 7 — граница акватории залива; 8 — граница фацальных зон; 9 — изобаты глубин акватории; 10 — станции опробования в акватории; 11 — скважины на соляной засухе; 12 — линия профиля.

Со времени последнего периода (1930 г.) максимального поступления морской воды в количестве  $25 \text{ км}^3/\text{год}$ , сократившегося до  $6,0 \text{ км}^3/\text{год}$  (1939 г.) и затем (1958—1973 гг.) стабилизировавшегося на объеме  $10 \text{ км}^3/\text{год}$  ( $+1 \text{ км}^3/\text{год}$ ), уровень воды в заливе понизился на  $3,25 \text{ м}$  ( $\pm 0,5 \text{ м}$ ). В связи с этим максимальная глубина залива уменьшилась с 13 до  $3,6 \text{ м}$ , а площадь акватории с 18 тыс. до  $10,6 \text{ тыс. км}^2$ . Соответственно объем рассолов сократился в 6,5 раз по отношению к объему 1930 г. Сокращение объема рассолов сопровождалось постепенным повышением концентрации солей, что, в свою очередь, приводило к возникновению новых минералов и парагенезисов осадка, изменению площадей и взаимного расположения отдельных фаций.

Поступающая по проливу морская вода разливается веером по поверхности рапы и вовлекается в общее круговое стоковое течение, скорость которого в дельте пролива достигает  $60 \text{ м/с}$ , а за ее пределами снижается до  $4 \text{ м/с}$ . По пути движения в поверхностном потоке происходит сгущение рассола от  $15 \text{ г/кг}$  в баровой части до  $290 \text{ г/кг}$  в восточном и северном секторах залива. Наиболее концентрированные рассолы этого течения погружаются и перемещаются по дну, создавая градиентное противотечение со скоростями  $0,21\text{—}0,04 \text{ м/с}$ . В связи с этим происходит накопление концентрированных рассолов на дне в более

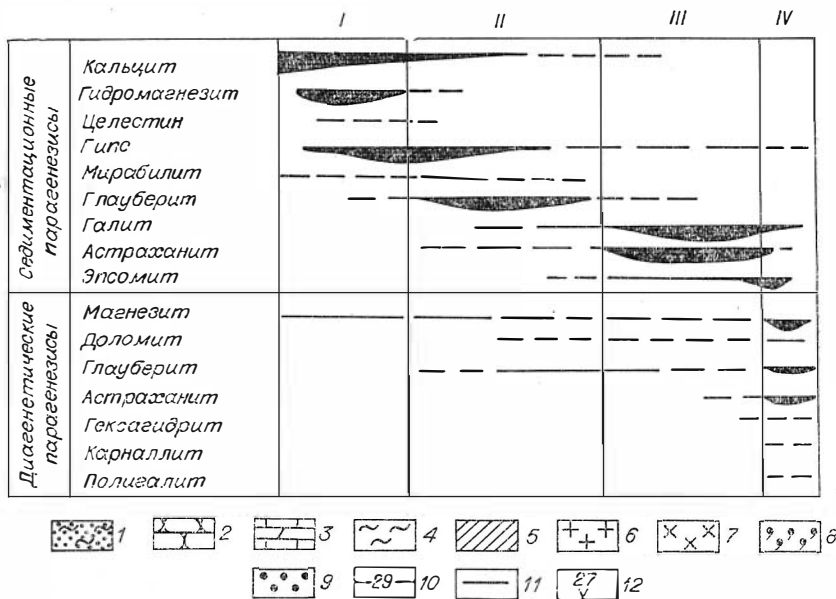
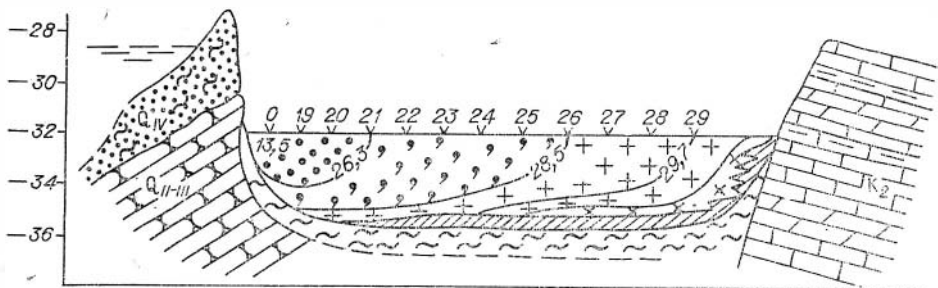


Рис. 2. Схема распределения относительных объемов минеральных седиментационных и диагенетических парагенезисов в заливе Кара-Богаз-Гол (профиль I—I).

Зоны: I — смешения; II — центральная; III — прибрежная; IV — соляная засуха; 1 — гипсово-карбонатные образования с примесью песка; 2 — песчанки; 3 — известняк и мергель; 4 — гипсово-карбонатный ил; 5 — гипсово-глауберитовые образования; 6 — астраханит-галитовые (эпсомитовые) образования; 7—9 — рассолы зон смешения (7), центральной (8) и прибрежной (9); 10 — изолинии концентрации рапы (г/кг); 11 — стратиграфические границы; 12 — станции опробования в акватории. Форма полосы показывает место и объемы образования данного минерала в солеродном бассейне; широкая полоса — минерал породообразующий, сплошная тонкая — минерал встречается в породе постоянно в качестве примеси к основной соли, прерывистая — минерал встречается в виде единичных зерен; некоторые минералы, например, мирабилит и карналлит растворяются при изменении температуры.

глубоких частях залива (Уразов, Поляков, 1956). Они проникают также в поры донного осадка, образуя межкристальные рассолы. Здесь следует подчеркнуть, что сгущение рапы происходит только в поверхностном течении, донное же течение только транспортирует рассол, накапливая его во впадинах дна центральной части залива.

Как показали многолетние наблюдения, ветровое воздействие и даже мощные нагоны рапы не нарушают установившегося режима течений и вертикального расслоения рапы, несмотря на небольшую глубину залива. Эти наблюдения опровергают утверждения Р. Ф. Шмальца (1972) о том, что в мелководном бассейне вследствие перемешивания рапы под влиянием ветра и волн водная масса должна быть до глубины 20 м однородной по составу как солей, так и газов. У нас нет оснований сомневаться в том, что аналогичный Карабогазскому устойчивый режим течений существовал и в более глубоких солеродных водоемах прошлого.

В результате проведенных наблюдений установлено зональное распределение поверхностных рассолов. Принято в пределах акватории

Состав рассолов и донных осадков акватории залива Кара-Богаз-Гол (профиль I—I).

Номер станции	Глубина отбора проб, м	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Солевой состав, вес. %						Сумма солей	Минералогический состав донных осадков (иммерсия)	
			CaCO <sub>3</sub>	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	MgSO <sub>4</sub>	NaCl	KCl			MgCl <sub>2</sub>
0	0,30	1,109	0,03	0,038	—	3,435	7,14	0,4	2,502	13,52	Гипс, гидромагнезит, арагонит
	2,55	1,237	0,042	0,016	0,05	7,12	14,32	0,82	5,28	27,64	
19	0,30	1,240	0,02	—	0,07	7,14	14,26	0,72	5,21	27,42	Глауберит, гипс, гидромагнезит, кальцит
	3,00	1,241	0,02	—	0,05	7,51	15,00	0,72	4,82	28,14	
20	0,30	1,168	0,02	—	0,05	7,20	10,96	0,55	3,64	20,63	
	3,25	2,246	0,02	—	0,05	7,33	14,72	0,76	5,36	28,62	
21	0,30	1,226	0,02	—	0,06	6,80	13,81	0,69	4,89	26,27	Гипс, глауберит (эпсомит выделяется из межкристалльных рассолов)
	3,20	1,246	0,02	—	0,08	7,33	15,18	0,74	5,13	28,48	
22	0,30	1,241	0,02	—	0,05	7,22	15,05	0,74	5,21	28,47	
	3,10	1,251	0,03	—	0,06	7,67	15,31	0,82	5,29	29,32	
23	0,30	1,246	0,05	—	0,04	7,47	15,40	0,78	4,97	28,71	Гипс, глауберит (кальцит)
	3,10	1,257	0,03	—	0,07	7,74	15,76	0,80	5,30	29,70	
24	0,30	1,247	0,01	—	0,12	7,26	15,31	0,76	5,32	28,78	Гипс, (карбонаты)
	3,10	1,257	0,01	—	0,12	6,97	15,17	0,86	6,81	29,94	
25	0,3	1,248	0,02	—	0,06	7,24	14,90	0,78	5,44	28,90	Глауберит, гипс (кальцит)
	2,85	1,260	—	0,03	0,10	8,06	15,00	0,88	5,64	30,10	
26	0,30	1,248	0,02	—	0,09	7,24	14,90	0,78	5,44	28,47	
	2,85	1,260	—	0,03	0,01	8,06	15,00	0,88	5,64	29,71	
27	0,30	1,252	0,03	0,01	0,08	7,61	15,74	0,80	5,09	29,31	Глауберит, галит, гипс, астраханит
	2,80	1,255	0,03	0,01	0,08	7,82	15,23	0,82	5,44	29,43	
28	0,30	1,256	0,03	0,01	0,08	7,82	15,50	0,80	5,36	29,60	Галит, глауберит, астраханит
	2,75	1,263	0,05	—	0,08	8,52	14,62	0,90	5,83	30,00	
29	0,3	1,255	—	0,04	0,06	7,88	15,55	0,84	5,36	29,73	Галит
	2,2	1,267	—	0,04	0,06	8,87	14,06	0,91	6,30	30,24	

Примечание. Выделенные минералы составляют основную массу осадка, в скобках — минералы-аксессуары.

выделять зоны смешения, центральную и прибрежную. Каждая из этих зон характеризуется определенным минеральным парагенезисом (см. рис. 2).

Зона смешения простирается вдоль западного берега от мыса Кара-Сукут на севере и до мыса Омчалы на юге; в ее пределах происходит перемешивание морской воды и насыщенных рассолов. Здесь главным образом в результате высаливания садятся кальцит, гипс и в значительно меньшем количестве гидромагнезит, брусит, магнезит, содержание нерастворимого в HCl осадка 4—12% (Колосов, Байлиева, 1969).

В центральной зоне в осадке преобладают гипс и глауберит, в небольшом количестве присутствует астраханит, в течение зимы образуется мирабилит. В обстановке диагенеза образуются глауберит, магнезит и доломит.

Прибрежная зона характеризуется наиболее высокой концентрацией солей в рассолах (290—300 г/кг), особенно в придонном слое. В донном осадке преобладает галит. Садка галита в Кара-Богаз-Голе началась в августе 1939 г. и с этого времени осуществляется непрерывно. В осадках прибрежной зоны установлено также высокое содержание астраханита. Астраханит до 40-х годов относился к диагенетическим минералам. Однако в 1947 г. А. Д. Пельшу удалось наблюдать кристаллизацию астраханита непосредственно из поверхностной рапы (Пельш, 1952). С этого времени утвердилось мнение, что часть астраханита в осадке является первично седиментационной. В этой же зоне с лета 1948 г. вместе с галитом начал садиться эпсомит. Эпсомитсодержащий осадок представляет слабосцементированную смесь столбчато-призматических кристаллов эпсомита, галита и мелких зерен астраханита с гипсом (Вахрамеева, 1965).

По расчетам А. Д. Пельша (1952), средняя годовая мощность садки галита составляет 0,05 м. В пределах засухи в районе мыса Чагала мощность верхнего соляного пласта по результатам бурения достигала 2,5 м, а в районе Кургузул-Сартасской — 1,37 м. Исходя из этих мощностей, слой годовой садки соответственно составляет 20,8 и 9,8 см. Такое несоответствие мощностей годовой садки галита объясняется, по-видимому, тем, что в районе мыса Чагала соляная засуха в период нагонов покрывалась тонким слоем рапы более концентрированной, чем в Кургузуль-Сартасской площади\*.

Поры галитового осадка заполнены межкристальной рапой, близкой по составу к придонной рапе прибрежной зоны акватории. Однако межкристальные рассолы в различных частях засухи не однородны, особенно в зоне выклинивания соляного пласта: концентрация рассолов снижается до 240 г/кг, в солевом составе возрастает содержание NaCl.

Соляной пласт в пределах обширной засухи (8,0 тыс. км<sup>2</sup>) детально изучен по образцам керна лишь в пределах Кургузул-Сартасской бухты (Вахрамеева, 1959, 1968). Здесь соляной пласт залегает на слоистой карбонатно-гипсовой породе и состоит из слоев (снизу вверх): галитового, галит-астраханитового и эпсомитового (галит-эпсомитового). В галитовом слое хорошо выражены сезонные прослои, сложенные «зубьями» галита. Сезонные галитовые прослои разделяются темно-серыми гипсовыми микрослоями.

В настоящее время гипсово-карбонатная фация (зона смешения) занимает площадь порядка 1210 км<sup>2</sup> (11% площади), глауберитовая (центральная зона) — 4360 км<sup>2</sup> (40%) и галитовая (прибрежная зона) — 5130 км<sup>2</sup> (42,2%).

Из соотношения этих площадей видно, что галитовые осадки состав-

---

\* По-видимому, нагоны рапы здесь не увеличивали мощность пласта, а наоборот — уменьшали, так как в настоящее время соляной пласт местами полностью растворился.

ляют 69% по отношению ко всей площади Кара-Богаз-Гола, т. е. ими заполнено более половины бассейна. Такой значительный объем сформировался всего за 35 лет. У нас нет сомнения в том, что в дальнейшем, особенно при сокращении поступления каспийской воды, увеличение площади галитовой фации продолжится. Не исключено, что залив в связи с этим превратится в сухое озеро. Из-за плоского рельефа дна здесь не возникает водоема с рапой, насыщенной калийными солями, так как для стабильной кристаллизации калийных солей необходимо сконцентрировать рапу до 360 г/кг (Лепешков, Фрадкина, 1959).

Возникает вопрос: если бы условия рельефа дна были благоприятными для создания калийного бассейна, могла ли происходить садка калийных солей в климатической обстановке Кара-Богаз-Гола? На этот вопрос получен положительный ответ: наблюдения, проведенные на оз. № 5 (северное побережье залива), в которое сливаются маточные рассолы после образования мирабилита, показали, что здесь происходит обильная садка карналлита и каинита. Первое указание об этом было сделано еще в 1951 г. Карабогазским отрядом экспедиции ИОНХ АН СССР (Валяшко, 1962). Таким образом, результаты наблюдений определенно говорят о том, что садка калийных солей может происходить и не в экстраридных условиях и осуществления в климатической обстановке, допускающей кристаллизацию галита.

Самый существенный вывод из приведенных данных, вытекающих из наблюдений в природной обстановке, — это наличие дифференциации рассолов в движущемся потоке рапы (течениях), устойчивость режима перемещения водных масс (течений), наличие вертикального расслоения рапы и асимметричное расположение фаций при одностороннем питании солеродного водоема.

## ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 395 с.
- Вахрамеева В. А. К минералогии и петрографии соляных отложений залива Кара-Богаз-Гол. — «Труды ВНИИГ», 1956, вып. 32, с. 67—86.
- Вахрамеева В. А. Современные и ископаемые отложения залива Кара-Богаз-Гол (Каспийское море). — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 163—169.
- Дзенс-Литовский А. И., Васильев Г. А., Гаркави М. Ю. Донные соляные отложения и погребенные рассолы Кара-Богаз-Гола как новый вид сульфатного сырья. — «Труды ВНИИГ», 1959, вып. 35, с. 16—42.
- Кашкаров О. Д. Изменение гидрохимического режима залива Кара-Богаз-Гол в условиях отшпуривания его от Каспийского моря. — В кн.: Труды Океанографической комиссии АН СССР. Т. 5, М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 314—319.
- Колосов А. С., Байлиева Г. Г. Физико-химические условия формирования донных осадков в зоне смещения Кара-Богаз-Гола. — «Изв. АН Туркм. ССР. Серия физ.-хим. и геол. наук», 1969, № 3, с. 49—56.
- Колосов А. С., Пустыльников А. М., Федин В. П. Особенности современного развития Карабогазского солеродного бассейна. — «Проблемы освоения пустынь», 1975, № 2, с. 34—39.
- Лепешков И. Н., Фрадкина Х. Б. О процессе кристаллизации солей при испарении рассолов залива Кара-Богаз-Гол. — В кн.: Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Ашхабад, 1959, с. 80—85.
- Пельш А. Д. Состав рапы и кристаллизация астраханита в заливе Кара-Богаз-Гол в 1943—1945 гг. — «Труды ВНИИГ», 1952, вып. 23, с. 86—98.
- Поляков В. Д. Физико-химическое исследование залива Кара-Богаз-Гол. Автореф. докт. дис. М., 1961, с. 29.
- Православлев П. А. О буровых скважинах на дне Кара-Богаз-Гола. — «Уч. зап. ЛГУ. Серия геол.-почв. наук», 1940, вып. 9, с. 35—44.

**Уразов Г. Г., Поляков В. Д.** Исследование Кара-Богаз-Гола.— «Природа», 1956, № 9, с. 61—67.

**Фивег М. П.** Типы солеродных бассейнов.— «Труды ВНИИГ», 1956, вып. 32, с. 87—91.

**Фивег М. П.** О некоторых вопросах палеогеографии эпох соленакопления.— В кн. Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с. 69—92. (Труды ВНИИГ, вып. 60).

**Фивег М. П., Банера Н. И.** Палеогеография Кунгурского соленакопления восточной части Русской платформы.— «Литоология и полезные ископаемые», 1968, № 1, с. 33—43.

**Шмальц Р. Ф.** Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов.— В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов, М., «Недра», 1972, с. 5—45.

**Borchert H., Muir Z.** Salt deposits. The University series in Geology. London, D. Van Nostrand Ltd, 1964. 338 p.

**Nesteroff W. D.** The sedimentary history of the Mediterranean Area during the Neogene.— Unittid Report of the Deep Sea drilling Propect, v. XIII, p. II, 1973.

**Richter — Bernburg G.** Uber Salinare Sedimentation.— Z. Deutsch Geol. Gesellschaft. Bd 105, Hannover, 1955, S. 593—645.

*А. И. ДЗЕНС-ЛИТОВСКИЙ*

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПРОШЛОЕ И СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАРА-БОГАЗ-ГОЛА

Геологическая история, палеогеография и современная эволюция Кара-Богаз-Гола неразрывно связаны с колебаниями уровня Каспийского моря. Поэтому ключом к разгадке формирования котловины залива и соленакопления в нем является анализ причин колебания уровня Каспия и последовательность этих колебаний во времени и пространстве.

Современный Каспий представляет собой остаток огромного палеоморя, воды которого 10—12 тыс. лет назад сливались с водами Черного и Азовского морей. Уровень этого огромного водного бассейна Прикаспия был подвергнут сильнейшим колебаниям.

О причинах колебания древнего Каспийского морского бассейна существуют две не исключающие друг друга точки зрения. Согласно одной из них, указанные изменения уровня были обусловлены главным образом климатическими причинами (Гумилев, 1964), согласно другой — решающее значение имели геолого-тектонические процессы.

Между Апшеронским и Красноводским полуостровами, разделяя глубокие впадины средней и южной частей современного Каспийского моря, расположен так называемый Апшеронский порог — подводный гребень с глубинами моря над ним не более 200 м. На Апшеронском пороге хорошо сохранился эрозионный рельеф — следы древних русел. Это и дает основание предположить, что данный порог и вся территория к северу от него были сушей, на которой водотоками (реками) были промыты глубокие долины (Рихтер, Кленова, 1954). Пока остается открытым вопрос о времени погружения Апшеронского порога.

Таким образом, в далеком прошлом там, где ныне простирается средняя и северная часть Каспийского моря и Кара-Богаз-Гол, была суша, которая занимала огромное пространство современного дна моря и Прикаспийской равнины. Через эту сушу протекали реки, следы которых в виде подводных русел сохранились на дне северной и средней части современного моря. Таковы русло палео-Волги и подводная «бороздина» палео-Урала (Герасимов, 1937).



В результате исследований последних десятилетий намечается древняя широкая и глубокая долина палеореки Карын-Жарык, которая текла с горного Мангышлака по равнине современного Кара-Богаз-Гола, через Апшеронский порог, вливалась в южную впадину Каспия, представляющую тогда водный бассейн. Долина Карын-Жарык была в то время, вероятно, далеко не единственной крупной водной артерией, прорезающей ныне пустыни южного Мангышлака, восточного и юго-восточного Прикарабогазья. Справа и слева р. Карын-Жарык принимала ряд притоков, остатками которых являются короткие, но хорошо разработанные долины сухих рек района Кызыл-Кума, Яндгису, Кулан-Гурлана. Сохранившиеся до наших дней сухие долины этого побережья Прикарабогазья представляют собой, очевидно, лишь верховья некогда существовавших, но ныне исчезнувших крупных речных долин, притоков р. Карын-Жарык. Продолжение древней долины р. Карын-Жарык удалось проследить к западу от южной Карабогазской косы, севернее пос. Карши, в виде каньона, глубоко врезанного в подводный склон Каспия (Рихтер, 1955).

Однако господство указанной суши продолжалось недолго. Опускание территории Прикаспия привело к наступлению (трансгрессии) моря с юга. В отдельные периоды море выходило далеко за пределы современного Каспия и затопляло значительную часть современной Прикаспийской впадины и пониженную территорию в районе современного Кара-Богаз-Гола. Некоторое время размеры залива были значительно меньше, но вскоре в результате подмыва берегов общие контуры котловины в северной и восточной части стали уже близки к современным. Позже у широкого входа в залив началось формирование огромного бара — пересыпи из ракушек и оолитового материала, который почти полностью отчленил залив от моря и превратил его в лагуну (Лентьев, 1961).

Вслед за этим последовала весьма продолжительная регрессия, которая характеризовалась снижением уровня моря, по крайней мере, на 20 м ниже современного, в лагуне образовалось усыхающее соляное озеро. По всей вероятности, в этот период на дне котловины лагуны неминуемо должны были формироваться отложения солей, которые в дальнейшем, при поднятии уровня моря и увеличении притока морской воды, подверглись частичному размыву и растворению, но в основном — захоронению под формирующимся донным слоем илов.

Новая трансгрессия Каспия сильно размывала сформировавшуюся было пересыпь. С новой силой возобновились абразионные процессы разрушения берегов залива и выравнивание контуров побережья.

Долгое время в Кара-Богаз-Голе сохранялся режим глубокого открытого залива. Высокие морские волны вызывали обвалы и грандиозные оползни на восточном и северном берегах котловины.

Дальнейшая история Прикаспия и Кара-Богаз-Гола, зафиксированная в погребенных отложениях залива, насчитывает четыре регрессии, чередующиеся с тремя трансгрессиями. Во время трансгрессий, связанных с подъемом уровня Каспия, Кара-Богаз-Гол был открытым заливом и в нем отлагались гипсо-карбонатные илы. Наоборот, в эпохи регрессий уровень Каспия снижался, связь залива с морем затруднялась, и в нем отлагались пласты смешанных солей. Отсутствие в составе смешанных солей калийно-магнезиальных минералов указывает на то, что связь залива с Каспием никогда полностью не прерывалась или прерывалась только на весьма короткое время, так что залив никогда полностью, видимо, не пересыхал. Последнюю регрессию Каспий переживает с 30-х годов текущего столетия (Берг, 1949).

Колебания уровня Каспия отражаются в «летописи донных отложений» моря и его заливов. Установленные С. В. Бруевичем (1948) колебания солености Каспийского моря по «иловой летописи» совпадают

с аналогичными данными по «летописи» соляных и иловых горизонтов Кара-Богаз-Гола.

Со времени начала отступления первого (валдайского или вюрмского) оледенения на севере Европы установлено семь ритмов резкого колебания климата в бассейне Каспия. Восьмой ритм колебания относится уже к середине нашего столетия (Шнитников, 1956). Таким образом, вся схема колебания уровня Каспия в течение последних 10—12 тысяч лет после валдайского оледенения находится в полном соответствии с общей схемой изменения увлажненности Европейского материка и включает 8 фаз — 4 трансгрессии и 4 регрессии. Понижения уровня моря во время трансгрессии происходило неравномерно, с временными остановками и кратковременными повышениями. Трансгрессии обычно оставляют на берегах террасы — знаки временной задержки уровня. Высоты террас по берегам Кара-Богаз-Гола свидетельствуют о амплитудах колебаний уровня во время трансгрессий. Уровень моря во время последних четырех каспийских трансгрессий превышал современный уровень Каспия на 7—22 м и последовательно с каждой новой трансгрессией снижался. Последнее изменение уровня Каспия (на 8—9 м выше современного уровня моря) — новокаспийская трансгрессия — произошло уже в историческое время (в начале XIV в.) и продолжалось 450 лет (Берг, 1949).

Выделившиеся во время регрессий отложения донных солей подверглись при трансгрессиях частичному растворению при усилившемся притоке морской воды в залив. Однако поднятия уровня моря после образования соляных пластов были, по-видимому, сравнительно быстрыми, донные солевые отложения покрывались значительным слоем иловых отложений, что предохранило их от дальнейшего растворения.

Современная регрессия Каспия началась, как уже отмечалось, в 30-е годы XX в. С ней связано (начиная с 1939 г.) формирование поверхностного пласта смешанных солей в Кара-Богаз-Голе. Трудно говорить сейчас о каком-либо пределе снижения уровня моря Кара-Богаз-Гола без вмешательства человека.

Изучение Кара-Богаз-Гола продолжается. Ведутся разведка погребенных соляных пластов, рассолов, наблюдения за гидрохимическим режимом поверхностных и погребенных рассолов, предусматривается расширение химических производств на базе комплексного использования соляных ресурсов залива Кара-Богаз-Гол.

## ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время.— В кн.: *Очерки по физической географии*. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Бруевич С. В. Изменение климата и уровня Каспийского моря за последнее тысячелетие по химическим данным.— *«Труды ГОИН»*, 1948, т. 4 (16).
- Герасимов И. П. Каспийское море в четвертичный период.— *«Труды сов. секции ИНКВА»*, 1937, вып. 3.
- Гумилев Л. Н. Хазария и Каспий.— *«Вестник ЛГУ»*, 1964, № 6.
- Дзентс-Литовский А. И. Кара-Богаз-Гол. Л., «Недра», 1967. 95 с.
- Леонтьев О. К. История формирования побережья залива Кара-Богаз-Гол.— *«Труды ин-та океанологии АН СССР»*, 1961, т. 68.
- Рихтер В. Г. К истории Карабогазских кос.— *«Докл. АН СССР»*, 1955, т. 105, вып. 3.
- Рихтер В. Г., Кленова М. В. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспия.— *«Изв. АН СССР. Серия географ.»*, 1954, № 5.
- Шнитников А. В. Ритм Каспия в послевалдайское время.— В кн.: *Доклады на Международных чтениях памяти Л. С. Берга*. Т. 1. М.— Л., 1956.

## СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАРА-БОГАЗ-ГОЛА И ПРОБЛЕМЫ, СВЯЗАННЫЕ С ЕГО ПРОМЫШЛЕННЫМ ОСВОЕНИЕМ

Кара-Богаз-Гол — грандиозное и интересное явление современно-го соленакопления. В его истории можно наметить три периода.

Первый — превращение Кара-Богаз-Гола из морского залива в бессточное соляное озеро, питаемое морской водой, когда в нем происходило постепенное накопление солей в жидкой фазе вплоть до начала садки галита, т. е. с 30-х годов прошлого века до 1939 г. В этот период в донные осадки выделилось около 12 млрд. т карбонатов, гипса и мирабилита.

Второй (с 1939 по 1943 г.), — когда произошло внезапное выделение 34 млрд. т галита, астраханита и эпсомита и образовался открытый соляной пласт площадью 7000 км<sup>2</sup>. Столь бурное выделение солей явилось следствием падения уровня Каспия и образования порога на проливе, сокративших приток морской воды в залив с 20—30 до 6—8 км<sup>3</sup> в год.

Третий период (с 1943 г. по наши дни) — период временной стабилизации состояния залива и относительно медленного соленакопления (0,15—0,20 · 10<sup>9</sup> т/год). В 40-е годы порог размыло и сток морской воды возрос с 6 км<sup>3</sup> в 1939 г. до 15 км<sup>3</sup> в 1948 г., а последние 20 лет он колеблется около 10 км<sup>3</sup> в год при практически неизменной площади акватории и объеме рапы, несмотря на продолжающееся медленное падение уровня моря.

Состав рапы с 1958 г. начал разубоживаться. В рапе стали понижаться концентрации магния, калия, брома, бора, т. е. наиболее ценных компонентов. Это означает, что в настоящее время выделяется в твердую фазу больше солей, чем их поступает с морской водой.

До сих пор считалось, что поскольку рапа не насыщена солями калия и бора то их концентрация в рапе должна возрастать. На самом деле получается обратная картина. Дело в том, что до сих пор не учитывалась роль соляного пласта в водно-солевом балансе залива.

Кара-Богаз-Гол в настоящее время можно сравнить с двухстадийным испарителем. На первой стадии морская вода сгущается на акватории залива до состава современной рапы, а затем она испаряется на огромной площади соляного пласта, систематически заливаемого рапой во время ветровых нагонов. Между соляным пластом и урезом рапы нет постоянной и четкой границы. При стекании нагонной рапы часть ее остается на пласте и высыхает с отложением всех солей вплоть до карналлита и бишофита. Этим и объясняется тот факт, что 2/3 таких «невыпадающих» компонентов, как калий, бром и бор, которые поступили с морской водой в залив, оказались захороненными в соляном пласте и лишь 1/3 их сохранилась в поверхностной рапе.

Этот крайне нежелательный для технологов процесс в настоящее время доминирует над прямо противоположным ему процессом вымывания тех же компонентов из пласта и возвратом их в поверхностную рапу и их концентрированием в ней вплоть до выделения калийных солей и бишофита.

Вымывание легко растворимых солей из пласта происходит атмосферными осадками, грунтовыми водами и разбавленной рапой во вре-

мя зимних нагонов. Под действием этих факторов происходит не только вымывание таких легко растворимых солей, как карналлит, каинит и бишофит, но и вообще растворение соляного пласта с возвышенных прибрежных участков и переотложение солей в пониженных частях соляного пласта ближе к центру залива. Происходит сползание соляного пласта, его выполаживание, пенепленизация, характерная для любого соляного озера на стадии перехода его в сухое озеро.

Оба указанные противоположные процессы не изучались, хотя они имеют большое научное значение для познания процессов соленакопления и еще большее практическое значение для намечаемого промышленного освоения Кара-Богаз-Гола.

В настоящее время наступает новый, антропогенный период в истории Кара-Богаз-Гола, период управляемого человеком развития.

Институтом галургии, как головной организацией, совместно с некоторыми другими организациями разрабатываются схемы превращения залива в рабочий цех по заготовке рапы оптимального состава для большого химического комплекса предприятий. По одному из последних вариантов в залив будет подаваться  $5,5 \text{ км}^3$  морской воды для компенсации испарения и поддержания постоянства состава и объема рапы, сконцентрированной до начала садки калийных солей. Из этого количества морской воды будет получаться 30 млн.  $\text{м}^3$  сгущенной рапы для ее переработки в бассейнах и заводских цехах.

Разработанный вариант является оптимальным с многих точек зрения, но его осуществление связано с решением ряда весьма сложных и пока еще мало изученных вопросов поведения залива после его зарегулирования. По нашим ориентировочным подсчетам, акватория залива сократится с 10—11 до 7—8 тыс.  $\text{км}^2$ , объем рапы — с 23 до 7  $\text{км}^3$ , а максимальные глубины понизятся с 3—3,5 до 1,8—2,0 м.

Возникают следующие вопросы, требующие решения в течение ближайших 3—4 лет, т. е. до начала проектирования и строительства промышленных бассейнов и цехов по получению брома, калийных удобрений и других продуктов, а именно: как изменится водно-солевой баланс залива в связи с уменьшением акватории и с увеличением площади соляного пласта; какова будет скорость его сползания и пенепленизации; увеличатся или уменьшатся сгоны и нагоны рапы и какой из двух указанных выше процессов будет доминировать; как будут изменяться глубина и течение в заливе в зависимости от того или иного режима питания залива морской водой; каковы сезонные изменения состава рапы с учетом выпадения и растворения солей; как забирать рапу из обмелевшего залива и многие другие вопросы.

Для срочного решения этих вопросов необходимо привлечь ряд организаций АН СССР, Министерств и ведомств. Необходимо привлечь и те организации, которые проводят в настоящее время исследования нашей планеты с использованием космической техники. Систематическая съемка залива со спутников и космических кораблей в сочетании с аэрофотосъемкой может дать сведения о масштабах сгонно-нагонных явлений, глубинах и течениях, температуре рапы и соляного пласта, об альбедо и т. п., т. е. те сведения, получение которых наземными средствами крайне затруднительно или невозможно.

Вместе с тем изучению такого уникального объекта современного соленакопления, каким является Кара-Богаз-Гол, до сих пор уделяется недостаточное внимание. На наших глазах происходит грандиозный по масштабам процесс образования нового соляного месторождения. Изучение этого процесса имеет большое научное и народнохозяйственное значение.

ОСОБЕННОСТИ СОЛЯНООЗЕРНОГО ЭТАПА  
РАЗВИТИЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Современная акватория Аральского моря находится на стадии карбонатного осадконакопления. Соленость его вод более 11 г/л. Однако совсем недавно, 700—1000 лет тому назад, концентрация солей в воде повышалась настолько, что из нее выпадали в осадок не только гипс (сменивший карбонат), но и мирабилит и даже астраханит. Море пережило соляноозерную стадию своего развития.

Нашими исследованиями установлено, что водорастворимые соли залегают под карбонатными илами в наиболее глубоководных (до 62 м) участках Арала — на западе у чинка Устюрта и на севере в Малом море у зал. Шевченко (рис. 1, а). Мощность илов колеблется здесь от 50 до 90 см. Глубина вскрытия соли около 8 см. Соли среди илов Аральского моря были отмечены и другими исследователями (Чалов, 1968; Вайнбергс и др., 1972). По данным И. Г. Вайнбергса

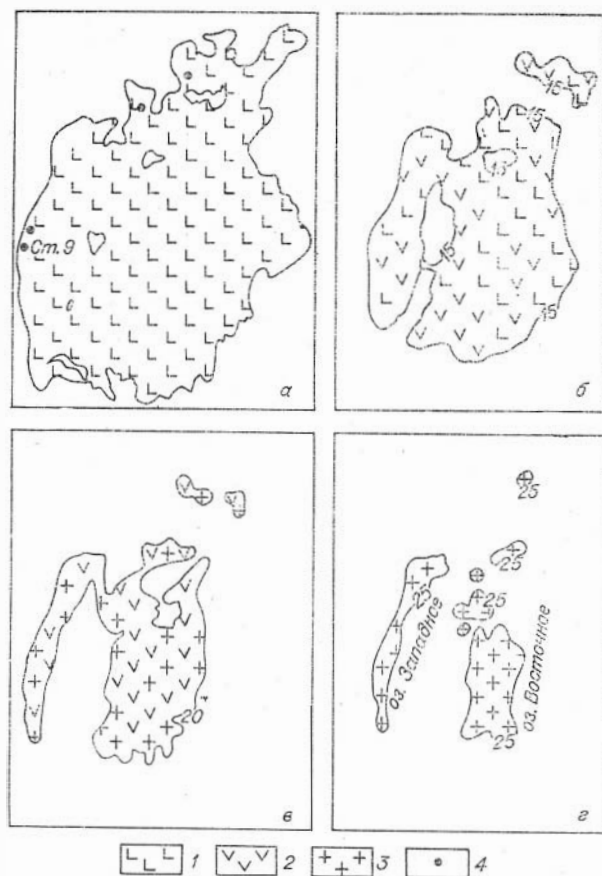


Рис. 1. Конфигурация акватории Аральского моря (а) при понижении современного его уровня на 15 (б), 20 (в) и 25 (г) м. Карбонатное соленаконпление сменяется гипсовым, а затем солевым.

1 — карбонат; 2 — гипс; 3 — соль; 4 — точки, где под илами обнаружена соль.

и др. (1972), соляные отложения мощностью от нескольких до десятков сантиметров встречаются под верхним слоем морских илов (на глубине 3 м от дна моря) в северных заливах Арала — Тше-Бас и Паскевича. Таким образом, в настоящее время можно считать, что соль в донных осадках Арала образует маломощные прослои среди карбонатно-глинистых илов в наиболее глубоководных участках акватории моря, каковыми являются западные и северо-западные его участки с глубоко вдающимися в континент заливами.

Химическим и минералогическим анализами установлено, что соль западной части Арала представлена в основном мирабилитом (до 95%) с примесью тенардита и галита (содержание, г/л: Са — 0,2\*, Mg — 0,6, Na — 137,3,  $\text{HCO}_3$  — 0,76,  $\text{SO}_4$  — 287,0, Cl — 1,8,

\* После взятия проб соль растворилась в собственной кристаллизационной воде, образовав рапу, которая и анализировалась; аналитик А. Г. Щербакова (Рубанов, 1974).

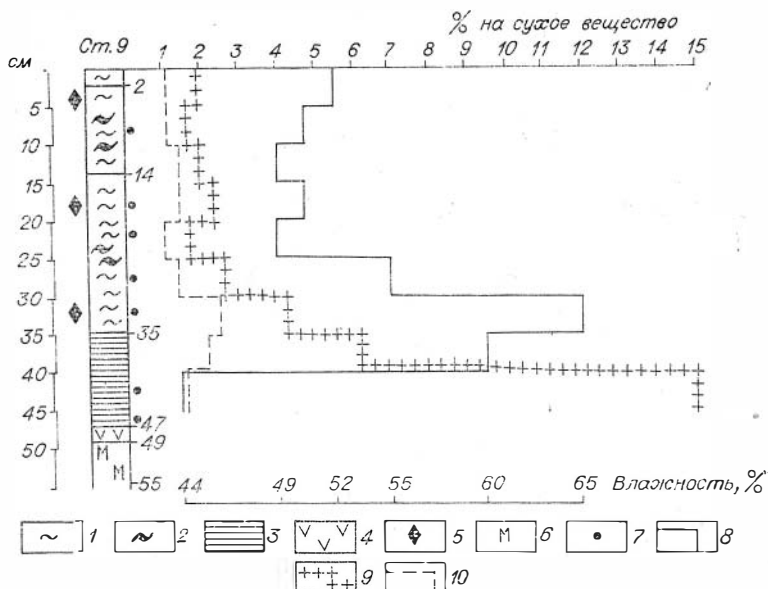


Рис. 2. Литологическая колонка допных осадков Аральского моря на ст. 9.

1—3 — илы (1 — светлые; 2 — темные (черные); 3 — черные тонкослойные); 4 — гипс мелкокристаллический; 5 — отдельные кристаллы гипса; 6 — мирабилит; 7 — точки отбора шлифов; 8—10 — кривые: 8 — влажность, %; 9 — содержания сульфат-иона; 10 — содержания хлора.

сумма солей — 427,7). В малом море на долю мирабилита приходится около 80%, остальные 20% приходятся на астраханит с примесью галита (содержание, г/л: Ca — 0,3, Mg — 30,3, Na — 74,5, K — 2,6, HCO<sub>3</sub> — 1,1, SO<sub>4</sub> — 251,1, Cl — 19,85, сумма солей — 380,2).

Мы попытались проанализировать поведение акватории Аральского моря за время, прошедшее после накопления солей. На рис. 2 изображена литологическая колонка подсоляных илов, полученная на станции 9 с помощью прямоточной ударной трубки. Это наиболее глубоководная часть моря (62 м), и здесь оказалась самая малая мощность осадков, залегающих над солями (всего 50 см). В илах четко выражена тонкая слоистость, особенно в нижней половине. Мощность пары слоев колеблется здесь от 0,3 до 0,6 мм. Если принять, что одна пара таких слоев образовалась за один год, то на формирование 50 см осадка потребуется около 1000 лет. Эта цифра со временем будет уточнена, но вряд ли ее порядок значительно изменится, поскольку в большинстве современных внутриконтинентальных морских водоемов (Каспийское, Азовское и другие моря) скорость осадконакопления такого же порядка (Осадки Каспийского моря, 1973; Шнюков и др., 1973). В свете изложенного выше, кажется невероятно завышенным возраст надсоляных илов в 140 тыс. лет, определенный по неравновесному урану П. И. Чаловым (1968). И. Г. Вайнберг с соавторами (1972) также считают соли относительно молодыми образованиями.

Просмотр илов под микроскопом (в шлифах и иммерсии) и бинокляром показал, что слоистость обусловлена увеличением или уменьшением в осадке черного органического вещества. Порода во влажном и сухом состоянии почти черная со светлыми микрослойками. Установлено наличие довольно крупных (до 1 мм) монокристаллов гипса. Причем, наиболее крупные из них чаще встречаются в верхних горизонтах колонки. В интервале 35—47 см видимого гипса не встречено. Прослой

заилненной гипсовой породы мощностью 2—3 см встречен у основания колонки (над мирабилитовым слоем).

Для участка илов, обладающих максимальной влажностью (интервал 30—35 см), характерна и наиболее четкая слоистость. Ил здесь имеет желеподобную консистенцию. Кривая распределения хлора по разрезу также указывает на повышенное содержание этого компонента для того же интервала (2,49% на сухое вещество). Минимальное количество хлора приходится на верхние горизонты разреза. Наиболее наглядное изменение засоленности илов видно по компоненту  $\text{SO}_3$ . В верхних частях разреза его содержание колеблется от 1,65 до 2,35%. Начиная же с глубины 30 см, содержание  $\text{SO}_3$  в иле резко возрастает от 4,34 до 14,9% в интервале 40—45 см и, естественно, достигает своего максимума в мирабилитовом слое, где он является основным составляющим компонентом сульфата натрия.

Приведенный материал свидетельствует о том, что после накопления солей на дне Аральского моря, рассолы стали быстро разбавляться пресными водами и уже в момент накопления илов, залегающих сейчас на глубине 25 см, вероятно, достигли современной концентрации. В дальнейшем колебания солёности если и были, то они приводили лишь к выпадению кристаллов гипса.

Какова же история акватории Аральского моря, предшествовавшая образованию мирабилитовой залежи в его наиболее глубоководных участках? Если принять, что к началу резкого сокращения моря уровень его был примерно таким, же, как и теперь, то нам представляется, что здесь имели место следующие этапы его развития.

При понижении уровня Аральского моря на 15 м (см. рис. 1) Малое море отчленилось от основного бассейна Арала. Объем воды сократился с 1000 до 300 км<sup>3</sup>, а солёность повысилась до 30 г/л, что привело к выпадению из морской воды гипса. Кристаллизация мирабилита из осолоняющейся морской воды, вероятно, наступила при снижении уровня моря на 20 м, что привело к увеличению общей солёности ее до 70 г/л, а концентрация сульфата натрия достигла 50 г/л. При таком сгущении воды зимой начал выпадать в осадок мирабилит, который и накапливался на дне моря, но лишь в глубоководных его участках. Одним из них оказалась, в частности, западная глубоководная зона моря, где в настоящее время среднегодовая температура воды у его дна не превышает +2°. Образовалась соляная залежь площадью около 2000 км<sup>2</sup> (20×100 км). Мирабилит, выпадавший зимой на мелководье, летом вновь переходил в раствор и в осадке не сохранялся, подобно тому как это происходит сейчас в заливе Кара-Богаз-Гол. На большей площади акватории Арала рапа не достигала той концентрации, которая необходима для выпадения галита, тогда как в Малом море сгущение рассолов оказалось более значительным, о чем свидетельствуют кристаллы астраханита, обнаруженные в мирабилите. Соляная залежь, образовавшаяся в этой части моря, вероятно, близка к 350 км<sup>2</sup> (10—15 км). Такое различие в минеральном составе солей предопределилось более быстрым осолонением вод Малого моря из-за меньших его размеров. Малое море вскоре превратилось в типичное сухое соляное озеро, тогда как в Западном соляном озере над мирабилитом столб рапы был мощностью 35—40 м. Осаждение мирабилита происходило здесь и при дальнейшем понижении уровня моря, но не больше, чем на 25—30 м, тогда из рапы должен был выпадать уже галит. При таком значительном падении уровня море должно было исчезнуть, а на его месте должна была располагаться серия небольших соляных озер. С приходом новых больших масс пресных вод р. Амударьи соленакопление быстро прекратилось, а из разбавленной рапы стал выпадать карбонатный ил, вначале с небольшой примесью гипса, а затем и вовсе лишенный его. Гипсонакопление в Малом море было в этот период более интенсивным.

## ЛИТЕРАТУРА

Вайнбергс И. Г., Ульст В. Г., Розе В. К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря.— В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Вып. IV. Рига, «Зиняте», 1972, с.

Осадки Каспийского моря. М., «Наука», 1973, 118, с. Авт.: Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Кулакова Л. С.

Рубанов И. В. Соляные озерные отложения под современными осадками Аральского моря.— «Узбекский геологический журнал», 1974, № 1, с. 73—76.

Чалов П. И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе, «Илим», 1968, 101 с.

Шнюков Е. Ф., Соботович Э. В., Ковалюх Н. Н. О скорости осадконакопления в Азовском море.— «Геохимия», 1973, № 3, с. 442—446.

*А. И. ДЗЕНС-ЛИТОВСКИЙ, А. Б. ЕГОРОВА*

## ПРОБЛЕМА ГАЛОГЕНЕЗА СИВАШЕЙ

Крымские Сиваши представляют собой типичную лагуну Азовского моря. Они занимают широтный прогиб, расположенный между степным Крымом и Азово-Черноморским побережьем (Северной Таврии). Природные условия Сивашей давно привлекали внимание мореплавателей, работников рыбной и химической промышленности. И рассолы, и донные иловые отложения Сивашей считались типичными морскими.

За последние десятилетия исследователи обратили внимание на изучение тектонических, гидрогеологических и гидрохимических условий района. Они позволяют говорить о связи Сивашей с грязевым вулканизмом и глубинной тектоникой вообще.

В рассолах и донных илах Сивашей содержатся не только вся гамма морских солей, но и литий, рубидий, цезий, мышьяк, сурьма, ртуть, серебро и другие микроэлементы. По-видимому, состав рассолов и илов Сивашей можно объяснить не только лиманными процессами, но и грязевулканической деятельностью, в результате которой были внесены указанные выше металлы.

Район Сивашей и Присивашья с поверхности сложен четвертичными и третичными отложениями. Здесь развито большое количество глубинных разломов. В западной части района проходит стык по разлому докембрия Русской платформы с палеозоем равнинного Крыма. По берегам и на дне Сиваша местами выходят солоноватые и соляные хлоридно-натриево-кальциевые источники с минерализацией до 10 г/л, которые могут поступать под напором по плоскостям тектонических разломов. Таким образом, Сиваши, вероятно, представляют лагуну Азовского моря, в которую разгружаются подземные соленые метаморфизованные воды; они смешиваются с водами моря, поступающими через Генический пролив. Солевой комплекс рассолов Сивашей состоит из NaCl, MgCl<sub>2</sub>, MgSO<sub>4</sub>, MgBr<sub>2</sub>, KCl, CaSO<sub>4</sub>, Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. Преобладают хлористые и сернокислые соли натрия и магния. Содержание хлористого натрия достигает 80%, а сернокислого кальция, углекислого кальция, солей калия и брома в составе рассолов только около 4% от общей суммы солей.

Мощность донных илов Сивашей колеблется от 2 до 15 м. Минеральный состав илов весьма сложный. В них встречается большое количество разнообразных минералов. Аутигенные минералы представлены гипсом, ангидритом, гидроокислами и сульфатами железа, кальцитом, фосфатом, доломитом и галитом. Рассолы и илы Сивашей содержат целый ряд микроэлементов — фтор, литий, стронций, рубидий,



бор, мышьяк, сурьма, ртуть. Наибольшее содержание гидрокарбонатов кальция, магния и металлов наблюдается в илах юго-восточных Сивашей вдоль линии Ново-Царицынского разлома на дне.

Весьма высокое содержание разнообразных металлов в рассолах и илах Сивашей может быть связано с глубинными водами, поступающими по разломам.

Большой интерес представляют гидрогеохимические условия Сивашей, которые определяются сложной тектоникой впадины с глубинными разломами и выходами с глубин различных химических соединений и элементов. Кроме того, в юго-восточной ветви Сивашей сохранились следы древней грязевулканической (сопочной) деятельности. На дне юго-восточных Сивашей вполне вероятен выход сопочных вод.

Таким образом, одновременно с проблемой Сивашей, как мощной базой химического сырья для промышленности, намечается необходимость дальнейшего научного исследования Сивашей. Имеющийся материал позволяет по-новому объяснить условия образования соляных залежей в Сивашах.

## **ГЕОЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР**

---

*В. В. БЛАГОВИДОВ, М. А. КЛИМОВ, В. Г. КУЗНЕЦОВ*

### **СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР**

Неогеновые соленосные отложения широко распространены на юге Советского Союза. Они установлены в Прикарпатье, Закавказье и на территории Средней Азии, где с ними связаны месторождения калийных, сульфатно-натриевых и каменной солей промышленного значения. В предлагаемой статье соленосные отложения этих регионов описаны соответственно М. А. Климовым, В. Г. Кузнецовым и В. В. Благовидовым.

#### **Прикарпатье**

В Прикарпатье соленосные отложения развиты в молассовом комплексе нижнего и среднего миоцена Предкарпатского и Закарпатского прогибов. В разрезе моласс Внутренней зоны Предкарпатского прогиба выделяются две мощные калиеносные толщи — воротыщенская аквитан-бурдигальского возраста и калушская — нижнетортонского возраста. Стратиграфическое положение и возраст калушской формации все еще остаются дискуссионными. В опущенных участках Внутренней зоны, во Внешней зоне и по юго-западному краю Русской платформы в верхних молассах присутствуют отложения гипс-ангидритовой формации верхнего тортонна.

Наиболее распространены в Предкарпатье отложения воротыщенской формации (рис. 1). Они прослеживаются вдоль восточного склона Карпат в виде непрерывной полосы шириной 1—6 км на протяжении около 250 км в пределах Советского Предкарпатья. С юго-запада эта полоса в значительной степени перекрыта надвигом карпатского флиша, вследствие чего к юго-востоку от поселков Яблонова и Косова полностью исчезает и появляется снова в центральной Молдове на территории Румынии. Действительная ширина полосы воротыщенских соленосных отложений с учетом перекрытой ее части предположительно составляет около 20—25 км. Максимальную мощность, достигающую 2000 м, формация имеет в районе Стебника, где в ее разрезе выделяются нижневоротыщенская, загорская и верхневоротыщенская свиты (рис. 2). В юго-восточном направлении соленосные отложения загорской и верхневоротыщенской свит замещаются терригенными образованиями слободской и добротовской свит, поэтому общая мощность формации на юго-востоке уменьшается до 1000 м. На основании изучения остатков фауны и литологического состава соленосных толщ устанавливается, что почти вся полоса развития воротыщенской формации,

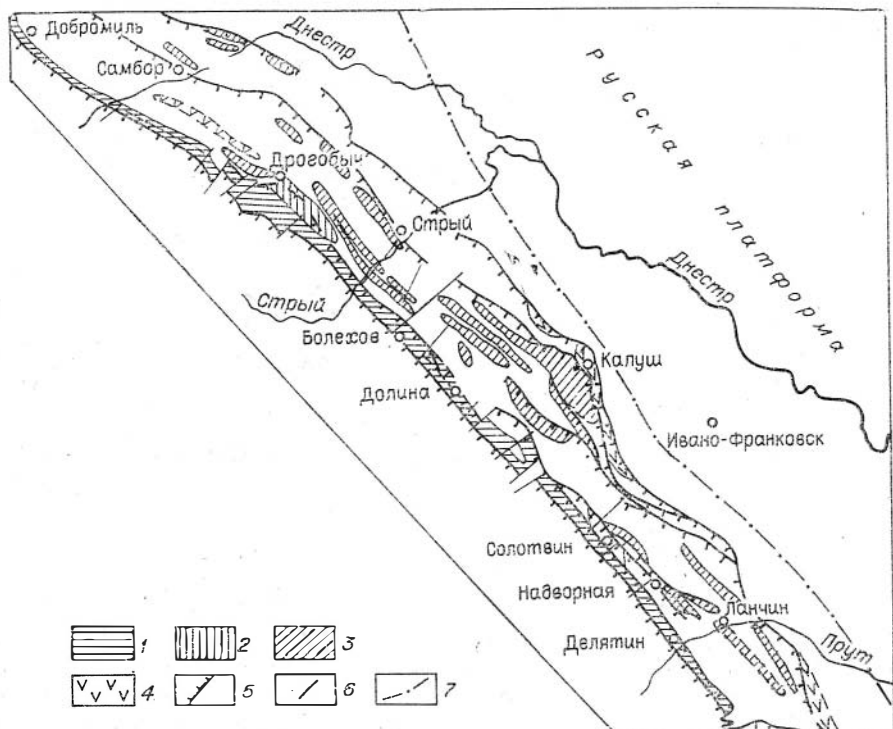


Рис. 1. Распространение соленосных отложений в Предкарпатском прогибе. Составил М. А. Климов.  
 1—3 — калиеносные отложения нижневоротыщенской (1) и верхневоротыщенской (2) свит и нижнего тортона (3); 4 — соленосные отложения тирасской свиты; 5 — надвиги; 6 — поперечные тектонические нарушения; 7 — граница юго-западной окраины Русской платформы и Внешней зоны прогиба.

от Добромилля на северо-западе до Березова на юго-востоке, за исключением района Стебнического месторождения калийных солей, представлена нижневоротыщенской свитой (Климов, 1971).

По литологическому составу и степени засоленности нижневоротыщенская свита четко подразделяется на две толщи — нижнюю терригенную и верхнюю соленосную. Терригенная толща сложена песчано-глинистыми, флишоидного типа, слабо засоленными (каменной соли от 5 до 30%) образованиями. Верхняя половина разреза свиты более интенсивно засоленна (каменной соли от 30 до 50%) и сложена соленосными песчанико-аргиллитовыми и алевролитовыми внутриформационными брекчиями и глинами, вмещающими пачки и прослои брекчированных песчаников, алевролитов, линзы ангидритов, каменной и калийных солей. На северо-западе между Старой Солью и Долиной нижневоротыщенская соленосная толща более глинистая, чем на юго-востоке прогиба. Нижневоротыщенская свита является первой калиеносной свитой в Предкарпатье, включающей 2—3 горизонта полиминеральных хлоридно-сульфатных калийно-магниевых солей (лангбейнит-каинитовые, каинитовые, лангбейнитовые) с линзами промышленного значения. Размеры линзообразных залежей не превышают 1—3 км по простиранию и 1—1,5 км по падению. Но в отдельных районах (Стебник, Росильна) серии залежей калийных солей образуют рудные поля со значительными общими геологическими запасами. На северо-западе в районе Блажева, Стебника и Нинева наиболее мощные залежи калийных солей (30—100 м) приурочены к нижней и средней, а на юго-востоке бассейна (Росильна, Маркова) — к средней и верхней частям разреза соленосной подсвиты (Климов, 1971).

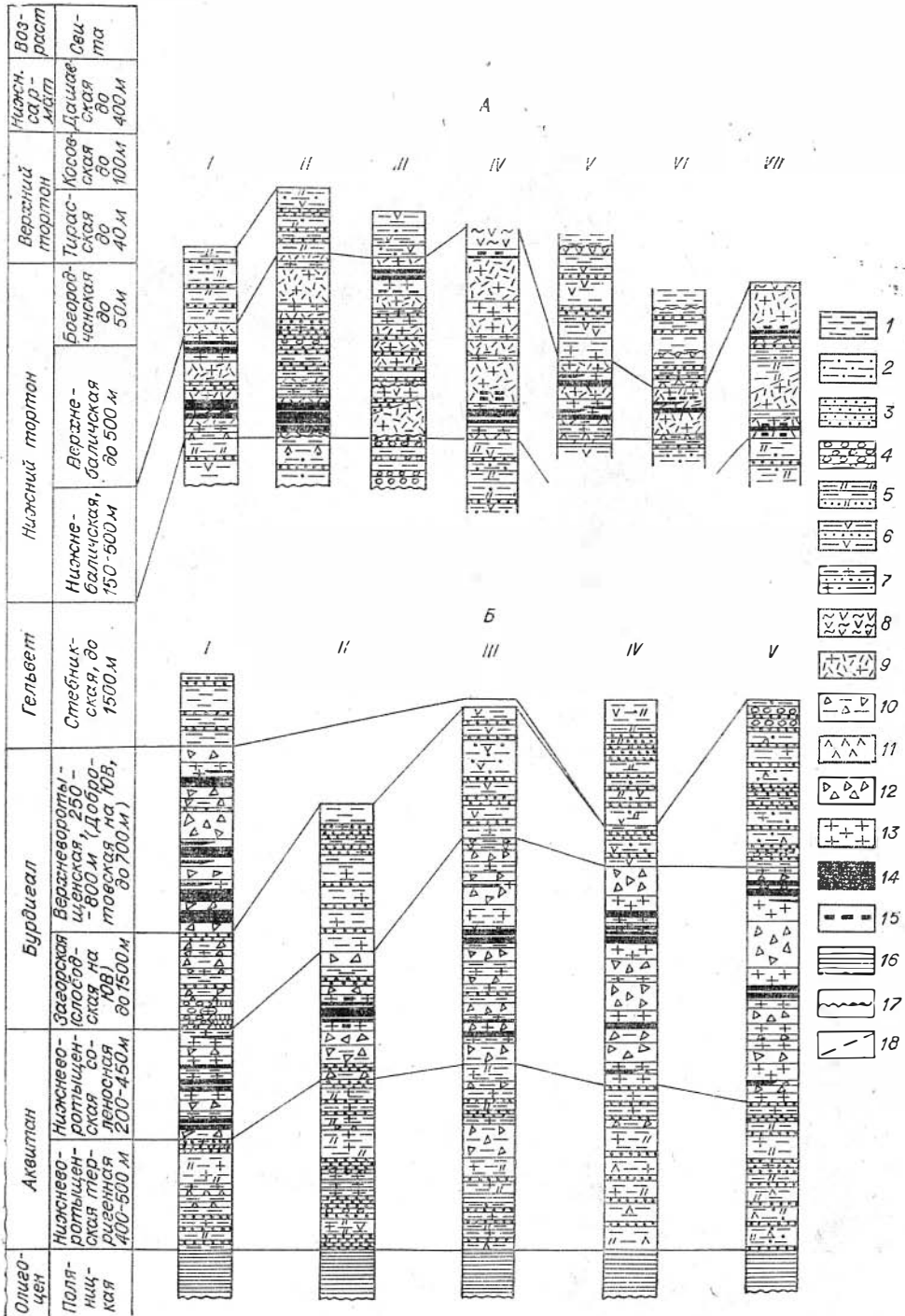


Рис. 2. Сводные разрезы неогеновых соленосных отложений Предкарпатья. Составил М. А. Климов.

А — Калущкая формация; I — Белина Великая, II — Райлов (Нежухов), III — Моршин, IV — Тура Великая, V — Гольнь, VI — Калущ, VII — Рунгуры; Б — Воротышенская формация: I — Стебник, II — Блажев, III — Нипев, IV — Россильна, V — Маркова, Молодьков, 1 — глины и аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — гравелиты и конгломераты; 5 — известковистые мезано-глинистые породы; 6 — заглисованные песчано-глинистые породы; 7 — засоленные терригенные породы; 8 — глины гипсо-глинистой шляпы; 9 — соленосные глины; 10 — глинистые соленосные брекчи; 11 — ангидриты; 12 — песчанико-аргиллитовые соленосные брекчи; 13 — каменная соль; 14 — калийные соли; 15 — тонкие прослои и гнезда калийных солей; 16 — флишоидная песчано-глинистая толща верхнего олигоцена; 17 — несогласное залегание пород; 18 — тектонические нарушения.

В разрезе лежащих выше (загорской на северо-западе и слободской на юго-востоке) свит значительное место занимают конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты. В ряде районов терригенная толща загорской свиты засоленна. Здесь в ее составе отмечены прослои ангидритов, пачки соленосных брекчий и каменной соли.

Разрез воротыщенской формации заканчивается верхневоротыщенской свитой в районе Стебника и добротовской свитой на юго-востоке. Верхневоротыщенская свита характеризуется высокой соленасыщенностью разреза и меньшей глинистостью соленосных пород, чем нижневоротыщенская. Она является второй калиеносной свитой, вмещающей наиболее ценные промышленные залежи калийных солей. Свита сложена соленосными брекчиями с пачками и линзами каменной и калийных солей. Отдельные пачки терригенных засоленных пород мощностью до 50 м в разрезе свиты наблюдаются сравнительно редко. В нижней, средней и верхней ее частях выделяются три калийных горизонта сложного строения, в которых имеются линзообразные залежи кашнитовых, лангбейнитовых и смешанных калийных солей. Вблизи кровли соленосной толщи отмечаются мелкие линзы глинистых сильвинитов.

Нижнетортонская (калушская) формация объединяет отложения баличной и богородчанской свит, развитых в Самборской подзоне прогиба. Соленосные отложения этой формации образуют локальные пятна и полосы, приуроченные к синклинальным структурам. На Калуш-Голыньском месторождении калийных солей в основании соленосных отложений залегает толща зеленых мергелей с массовым скоплением *Candorbulina Universa* нижнего тортонна. В ее верхней части на границе с соленосной толщей присутствует горизонт голубого ангидрита мощностью в несколько метров. В Туре Великой, Моршине и Слободе Рунгурской калиеносная толща залегает с угловым несогласием и разрывом на пестроцветных отложениях стебникской свиты. В районе Стрыя (Нежухов) и Белины Великой под соленосной толщей вскрыты зеленые карбонатные глины, содержащие переотложенные остатки фауны мела, палеогена и нижнего миоцена и изредка остатки фауны нижнего тортонна. Последние указывают на нижнетортонский возраст подстилающих пород и самой соленосной толщи. Калушская соленосная толща характеризуется сравнительно простым комплексом терригенно-хемогенных образований, в основном серыми соленосными глинами, включающими прослои соленосных песчаников, глинистых брекчий, ангидритов и калийных солей. К периферии и вверх по разрезу соленосная толща замещается сначала менее засоленными, а потом и совсем не засоленными глинистыми отложениями. На участке Пийло верхняя половина соленосных отложений представлена толщей красноцветных слабо засоленных и незасоленных глин, содержащих линзы каменной соли. Мощность соленосной части разреза составляет 200—300 м, иногда достигает 500 м. В районе Калуша, Моршина и Белины Великой соленосная толща содержит два горизонта калийных солей сульфатного состава. Небольшие линзы сильвинитов известны в Калушской синклинали.

Одновозрастными с калушской формацией являются соленосные отложения тереблинской свиты Закарпатского прогиба. Отложения этой свиты представлены толщей каменной соли и соленосных глин, образующей соляные купола вдоль северо-восточного края и осевой части Закарпатского прогиба. В каменной соли наиболее изученной Солотвинской впадины калийных солей не установлено.

Формирование нижневоротыщенской соленосной толщи проходило в условиях изолированного бассейна, развивавшегося в интенсивно прогибавшейся Внутренней зоне краевого прогиба. Слабое засоление нижней половины разреза и расположение калийных солей в верхней

части соленосной толщи на юго-востоке бассейна и более значительное засоление на северо-западе указывает, что питание на ранней стадии развития нижневоротыщенского бассейна могло осуществляться со стороны Причерноморского бассейна.

В конце нижневоротыщенского времени накопление соленосных образований прекратилось. Вследствие усиления тектонической активности в Карпатах и скорости прогибания дна нижневоротыщенский солеродный бассейн получил продолжительную связь с открытым морем. Привнос в бассейн больших масс грубообломочного материала положил начало формированию терригенных отложений загорской и слободской свит.

Верхневоротыщенский бассейн находился в наиболее интенсивно прогибавшейся зоне и, очевидно, распространялся на большую площадь, чем сохранившиеся от размыва его отложения. При надвиговых дислокациях соленосная толща была выведена к поверхности и за пределами наиболее опущенного района Стебникского месторождения уничтожена эрозией. В юго-восточной части прогиба в верхневоротыщенское время существовал бассейн нормальной солености, в котором отлагались мелководные песчано-глинистые осадки добротовской свиты. Продолжающийся подъем суши и опускание дна бассейна в конце верхневоротыщенского времени привели к широкой трансгрессии морских вод, распространившейся по всей Внутренней зоне прогиба, сносу в бассейн огромных масс терригенного материала и отложению мощной толщи (до 1500 м) пестроцветных карбонатных глин стебникской свиты. И только в нижнем тортоне бассейн снова приобрел характер солеродного, в котором началось формирование терригенных и галогенных осадков калушской формации.

В разрезе калушской формации нижний калийный горизонт располагается всего в 15—60 м выше кровли подстилающих несоляных пород. Такое его положение может свидетельствовать о том, что сгущение рапы до предельных концентраций перед садкой солей очевидно произошло в промежуточных бассейнах, располагавшихся к юго-западу. При перемещении, вследствие поднятия Карпат, оси прогиба к северо-востоку рапа подготовительного бассейна мигрировала на участки наибольшего прогибания (Кореневский, 1963). Важную роль в балансе солей нижнетортонского бассейна, по-видимому, сыграл и размыв соленосных толщ воротыщенской формации.

Приведенные материалы убедительно показывают, что галогенез в Предкарпатье проходил в специфической обстановке предгорного прогиба при одновременном отложении большого количества тонкого глинистого материала. Тонкий глинистый шлам и поступавшие в бассейн воды суши вызывали процессы обратной метаморфизации рассолов и оказали влияние на образование калийных солей сульфатного состава (Фивег, 1961).

## Закавказье

Неогеновые соленосные отложения Советского Закавказья развиты в отдельных депрессиях крупной Среднеараксинской межгорной впадины: Приараксинской, Арагац-Спитаксарской и Нахичеванской. Точная датировка возраста соленосных толщ затруднена из-за отсутствия остатков фауны не только в собственно соленосных, но часто и во вмещающих отложениях. Наиболее обоснован возраст соленосных образований Нахичеванской впадины, где установлены две разновозрастные толщи. Соленосная толща Неграмского месторождения подстилается фаунистически охарактеризованными отложениями тархана и чокрака и покрывается отложениями с фауной конка. Это позволяет дати-

ровать ее караганским временем. Соленосные пласты Дзузакского месторождения располагаются в фаунистически датированных сарматских отложениях. Среднемиоценовый возраст соленосной толщи Приараксинской и Арагац-Спитаксарской впадин устанавливается главным образом на основе общих геологических данных: она залегает на красно- и пестроцветных отложениях, датируемых поздним олигоценом — ранним миоценом, а покрывается фаунистически охарактеризованными конкскими и сарматскими образованиями. Спорово-пыльцевой комплекс верхней части соленосной толщи сходен с таковым караган-чокрака Предкавказья (Габриэлян, 1964).

В строении толщи соленосных отложений Приараксинской и Арагац-Спитаксарской впадин принимают участие: каменная соль, глины и гипсангидритовые породы. Намечается два основных типа разреза. Разрезы первого типа характеризуются максимальными мощностями, преимущественно галитовым составом, с подчиненным значением глин и сравнительно редкими прослоями сульфатных пород, и четко ритмичным строением (рис. 3). В основании каждого ритма залегает пласт глин серых, зеленовато- и темно-серых, комковатых и сланцевых. Глины обычно соленосные и содержат прожилковый или тонкорассеянный галит. Мощности глинистых пластов изменяются от десятков сантиметров до 15—20 м, составляя обычно 3—6 м, причем даже небольшой мощности пласты прослеживаются на значительные расстояния и являются маркирующими горизонтами. По разрезу пласта характер глин несколько меняется: к кровле обычно они становятся более темными, тонко- и микрослонистыми, часто битуминозными, вплоть до перехода в горючие сланцы. Иногда образуется тонкое переслаивание глин и ангидридов, а местами и галитов. Тем не менее контакт глин с солями достаточно четкий и резкий.

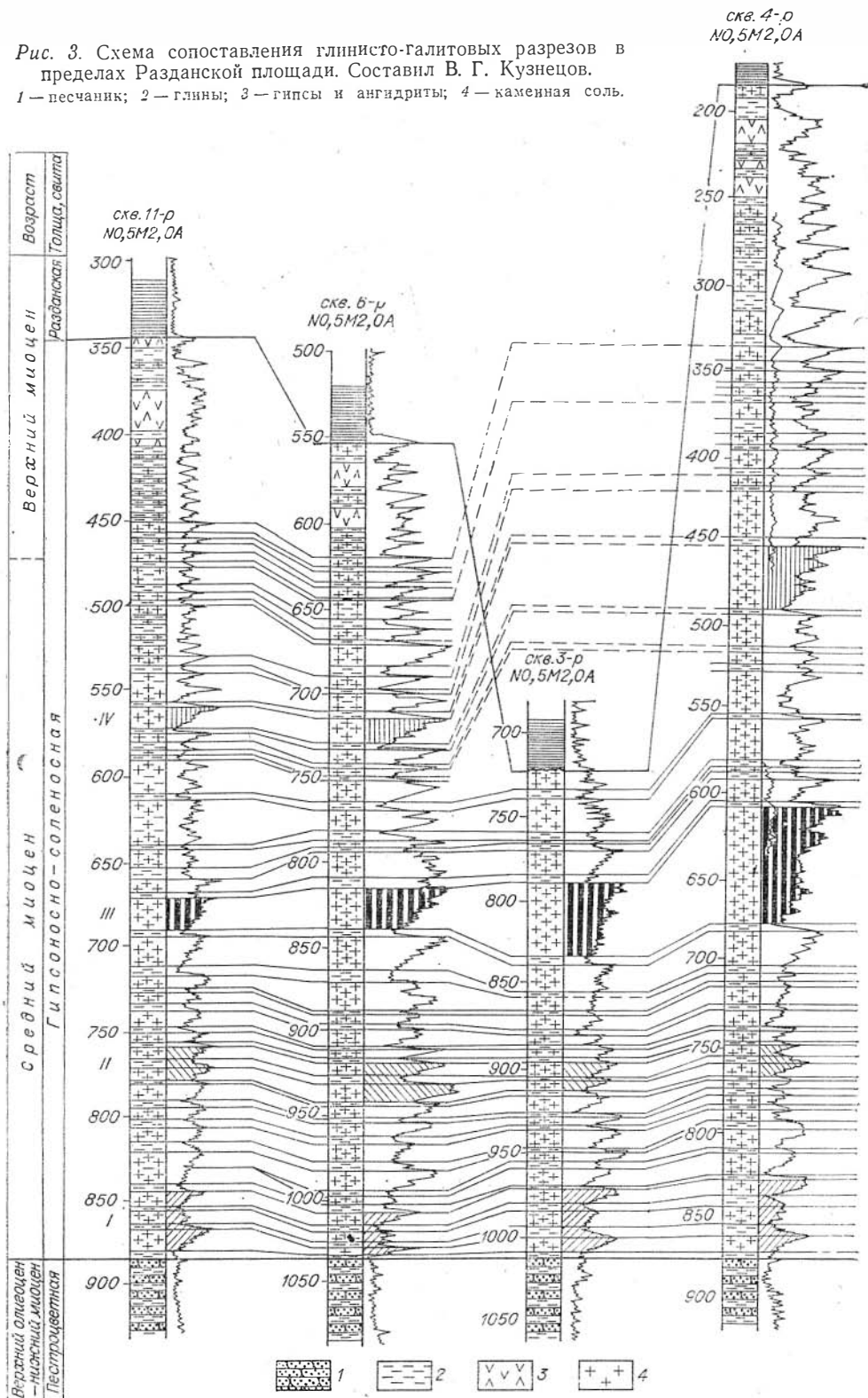
Вторым элементом ритмов является каменная соль. Галит белый водяно-прозрачный или серый крупно- и мелкокристаллический, иногда рыхлый, местами глинистый или с включениями ангидрита. В минералогических количествах присутствуют сильвин, карналлит, барит, целестин, доломит. Мощности солевых элементов ритмов изменяются от единиц до 40—50 м. Ангидрит и гипс в виде пластов в этих разрезах или отсутствуют, или приурочены к основанию или кровле толщи.

Разрезы второго типа, развитые в краевых частях впадин и на разделяющем их Паракар-Енгиджинском поднятии, не содержат галитовых пластов и являются сульфатно-терригенными. Они представлены серыми, желтовато- и зеленовато-серыми тонкослонистыми или розовато-серыми ноздреватыми гипсоносными глинами, переслоенными светло-серыми, серыми, иногда молочно-белыми гипсами. На долю гипсов приходится не более 20—30%. Общая мощность отложений не превышает 100—200 м.

Ритмичность разреза выражена слабее, ритмы часто неполные, однако в общем можно отметить, что в их основании залегают серые и зеленовато-серые иногда тонкослонистые известковистые глины мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Выше располагаются ноздреватые глинистые гипсы или гипсоносные глины иногда с пластиками относительно чистого гипса мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Завершается разрез розоватыми слабо сцементированными гипсоносными глинами, мощность которых достигает нескольких метров. Сопоставление ритмов двух основных типов разрезов показано на рис. 4. В эвапоритовой толще встречаются плиоцен-постплиоценовые пластовые интрузии плотных оливниновых долеритовых базальтов и андезито-базальтов. В приконтактной зоне установлена сильная смятость и брекчированность вмещающих пород, отмечено появление пирита, пирротина, скаполита, апатита, амфиболов, слюд (Асланян, 1958).

Рис. 3. Схема сопоставления глинисто-галитовых разрезов в пределах Разданской площади. Составил В. Г. Кузнецов.

1 — песчанник; 2 — глины; 3 — гипсы и ангидриты; 4 — каменная соль.





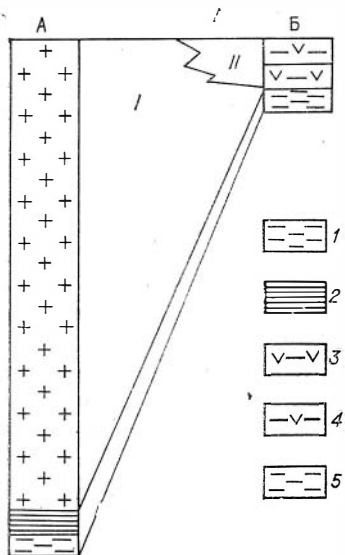


Рис. 4. Схема сопоставления ритмов основных типов разреза. Составил В. Г. Кузнецов.

Разрезы: А — глинисто-галитовые первого типа, Б — гипсоносно-глинистые второго типа. Отложения: I — морские и лагунные, II — континентальные и полуконтинентальные. 1 — глины серые и зеленовато-серые; 2 — глины тонкослойные, иногда битуминозные; 3 — гипсы и серые глины; 4 — глины розовато-серые, гипсоносные; 5 — галит.

В распределении мощностей и литологического состава эвапоритовых отложений (рис. 5) намечается весьма отчетливая связь с общей тектонической структурой региона, заключающаяся в том, что максимальные мощности толщи приурочены к прогибам Приараксинскому и Приереванскому, где развиты разрезы первого типа соленосно-глинистые), в то время как на поднятиях значительно уменьшаются мощности, и разрез представлен главным образом гипсоносно-терригенными отложениями (Паракар, Звартноц и т. д.).

Приереванский прогиб представляет собой заливообразное окончание более широкого бассейна, приуроченного к Арагац-Спитаксарской впадине. Этот прогиб подробно изучен лишь в южной части, между Шарагбюрской и Разданской антиклиналями. Максимальные вскрытые здесь мощности соленосных отложений превышают 960 м (Аванская опорная скважина).

Приараксинский (Октемберянский) бассейн протягивается в субширотном направлении на расстояние 30—35 км. С севера и северо-востока он ограничен Паракар-Енгиджинским поднятием, с юга — Маркаринским. Приараксинский бассейн резко асимметричен. Максимальные мощности эвапоритовой толщи (1200—1300 м) локализируются в относительно суженной его части у восточной границы. На север и восток мощности толщи сокращаются очень быстро, а на запад медленнее.

Соленосные отложения Нахичеванской впадины имеют значительно меньшую мощность, более ограниченное распространение и изучены практически лишь в районе Неграмского (средний миоцен) и Дуздагского (сармат) месторождений (Азизбеков, 1961; Геология Азербайджана, 1957).

Среднемиоценовая соленосная толща имеет мощность до 80—90 м. В ее основании залегают глины зеленовато- и темно-серые, тонкослойные, иногда с включениями и прослоями ангидрита. Выше располагается залежь каменной соли, мощность которой увеличивается с юго-востока на северо-запад с 46,4 до 84,4 м. Соленосная толща представляет собой переслаивание каменной соли (7—20 м) и темно-серых глин и глинистых песчаников мощностью 2—20 м. Завершается разрез гипсовым горизонтом, представляющим собой чередование прослоев гипса, ангидрита, глин и глинистых песчаников. Мощность этого горизонта меняется в пределах 5—18 м. Выше залегают красновато-бурые слабо известковистые глины, местами с включениями ангидрита и гипса. Таким образом, состав и строение соленосной толщи в целом подобны таковым в Армении и отличаются лишь меньшими мощностями.

Верхнемиоценовые (сарматские) соленосные отложения известны северо-западнее г. Нахичевань на Дуздагском месторождении. В разрезе сармата нередки прослой гипсов и сульфатизированных глин, песчаников и алевролитов. Галитовая пачка залегает в зеленовато- и коричневатых известковистых глинах, переслаивающихся с тонкими прослоями гипса и загипсованных песчаников. Она состоит из 11 солевых пластов, разделенных глинистыми, песчаными и мергелистыми

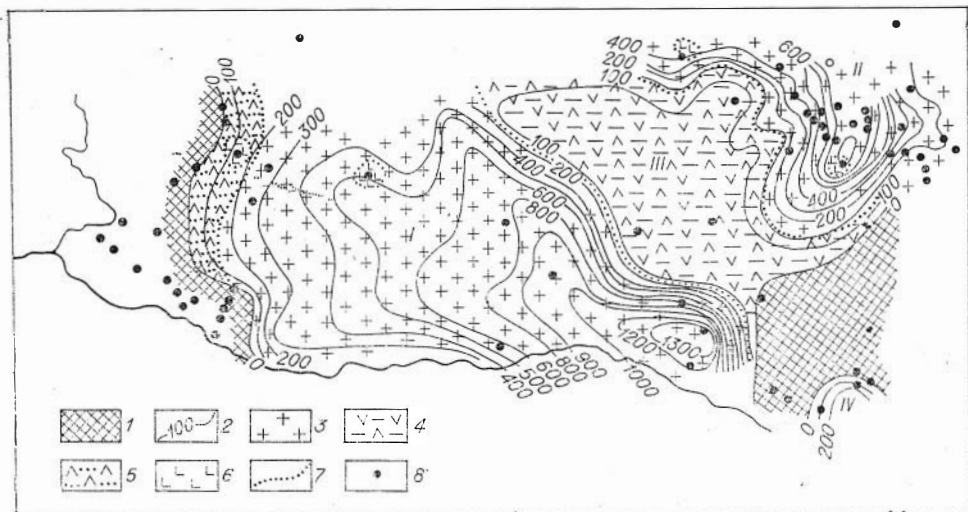


Рис. 5. Схематическая карта мощностей и литологического состава соленосной толщи южной части Араратской котловины. Составил В. Г. Кузнецов.

1 — области отсутствия соленосных отложений; 2 — изопахиты соленосной толщи; 3 — преимущественно галитовые отложения с прослоями соленосных глин; 4 — преимущественно гипсоносно-глинистые отложения; 5 — преимущественно песчано-глинистые гипсоносные отложения; 6 — пластовые интрузии; 7 — границы литолого-фациальных зон; 8 — скважины; I — Приараксинская впадина; II — Приереванский прогиб; III — Паракар-Енгиджинское поднятие; IV — Арташатский прогиб.

прослоями. Общая мощность солевой пачки составляет всего 8,2 м; из них на долю собственно солей приходится 6,7 м; площадное распространение их, вероятно, достаточно ограничено.

Как показывает анализ имеющихся материалов, в среднем миоцене климат в Закавказье был аридным. Это подтверждается, в частности, значительным развитием в глинистых отложениях соленосной толщи палыгорскита, невыветрелых пироксенов и амфиболов. Прогибание в условиях выровненного рельефа привело к ингрессии, в результате чего наземные и пресноводные условия предшествующей эпохи сменились морскими. Тектонические движения были дифференцированными и обусловили более быстрое прогибание отдельных участков Среднеараксинской впадины — Приараксинского, Приереванского и Нахичеванского, однако оно компенсировалось здесь соленосными осадками. Закономерная смена глинистых и галитовых пластов свидетельствует о ритмичном характере седиментации. Можно предположить примерно следующий механизм осадконакопления. В первую фазу ритма происходило погружение региона, трансгрессия моря и отложение зеленых и серых глинистых осадков, распространенных как во впадинах, так и на поднятиях. В процессе прогибания происходило постепенное расчленение дна бассейна. В пределах впадин бассейн постепенно углублялся и волнение уже переставало достигать дна, в результате чего осадки к кровле глинистой пачки приобретали тонко- и микрослоистую текстуру, появлялась возможность сохранения органического вещества в значительных количествах, вплоть до образования горючих сланцев. На Паракар-Енгиджинском поднятии, где прогибание было резко замедлено или практически отсутствовало, формировались песчаные глины с признаками значительной мелководности. При снижении уровня моря (эвстатическом или в результате поднятия) бассейн расчленялся на ряд полуизолированных котловин, в которых, в условиях резкого дефицита метеорных осадков и активного испарения, кардинально менялся гидрологический режим, резко повышалась соленость и во вторую регрессивную фазу циклов начиналась садка галита.

На Паракар-Енгиджинском поднятии и в краевых частях прогибов формировались маломощные гипсоносные и глинистые осадки. В следующий этап погружения вновь формировались котловины, заполнявшиеся затем каменной солью. Всего намечается до 70—80 ритмов, которые отражают многократную смену трансгрессий и регрессий в течение эпохи накопления соленосной толщи. Приведенные материалы показывают, что по своему строению неогеновые соленосные толщи Закавказья относятся к гетерогенным полициклическим в целом мелководным образованиям (Яншин, 1964; Кузнецов, 1972). По мнению автора, наличие в тархан-чокракских отложениях Нахичеванской впадины, синхронных нижней части соленосной толщи Армении, остатков пресноводных и солоноватоводных организмов (остракод, гастропод, фораминифер и др.) должно указывать на достаточно тесные связи Закавказского бассейна со среднемиоценовым бассейном юга европейской части СССР.

### Западные районы Средней Азии

На западе Средней Азии в настоящее время соленосные толщи неогенового возраста установлены в предгорьях северо-западной оконечности Копед-Дага (месторождение Узун-Су в восточной части Узек-Дагской синклинали) и в низовьях р. Амударьи (Кушканатауское месторождение).

Соленосная толща Узун-Су приурочена к песчано-глинистым акчагыльским отложениям, залегающим трансгрессивно на миоценовых и палеогеновых образованиях. Перекрываются акчагыльские отложения континентальной песчано-глинистой с конгломератами толщей позднеплиоценового возраста. Соляная залежь (средняя мощность около 6 м) имеет пластообразную форму. В окраинных частях она замещается глинисто-гипсоносными отложениями. Выделяются два участка с несколько отличным строением и составом. По мнению А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960), в юго-восточной части синклинали соляная толща представлена четырьмя вытянутыми друг за другом линзами мощностью до 3 м, состоящими из мирабилита, тенардита и глауберита с незначительным количеством каменной соли. Наиболее погруженная северо-западная часть соленосной толщи имеет мощность до 6—7 м. Она представлена пластом каменной соли мощностью 3—4 м, перекрытым пластом тенардита с линзами мирабилита и галита. По данным М. Л. Вороновой (1954), изучавшей петрографический состав соляных пород этого района, намечается обширная ассоциация парагенетически связанных соляных минералов. В нее входят галит, мирабилит и тенардит, образующие главную массу соляных пород. В виде линз и выклинивающихся прослоек мощностью от нескольких до 50—60 см в каменной соли встречены астраханит, эпсомит и каинит, в еще меньших количествах, в виде миллиметровых прожилков и включений отдельных зерен, присутствуют полигалит, глазерит, сильвин, кизерит и шенит. В основании и кровле соляной пачки залегают глинисто-глауберитовые образования.

Сходный состав и строение обнаруживает и Кушканатауская соляная толща, вскрытая скважинами в низовьях р. Амударьи. Как и в Узун-Су, соленосная толща приурочена здесь к акчагыльским песчано-глинистым отложениям, залегающим на мергелях палеогенового возраста. Мощность соленосной толщи изменяется от 0,6 до 16 м. Толща обнаруживает асимметричное зональное строение. В южной, окраинной, части залежи развиты мирабилит и тенардит, которые далее на север сменяются сначала преимущественно астраханитовыми, а затем и астраханит-галитовыми отложениями. Последние приурочены к наи-

более мощной части соленосной толщи (Рубанов, 1973). В виде небольших скоплений и рассеянных включений в составе соленосных отложений известны полигалит, глауберит, левеит, гидроглауберит, уклонсковит и лонебургит.

Условия залегания, строение и состав соленосных отложений Узун-Су и Кушканатау свидетельствуют, что их формирование происходило в узких заливах внутриконтинентального морского бассейна, в значительной степени опресненного водами суши.

## Тянь-Шань

В пределах Тянь-Шаня соленосные толщи неогенового возраста установлены (рис. 6) в Ферганской (1), Кетмень-Тюбинской (2), Джумгольской (3), Восточно-Чуйской (4), Кочкорской (5), Тогуз-Торазской (6), Алабуга-Нарынской (7), Атбашийской (8), Иссык-Кульской (9), Каркаринской (10) впадинах. Имеются материалы о наличии гипсоносных отложений в восточной части Илийской (11) впадины.

Межгорные впадины Тянь-Шаня выполнены многокилометровыми преимущественно терригенными толщами кайнозойского возраста. Соленосные отложения приурочены к нижней части этого комплекса и залегают между маломощными терригенными, терригенно-хемогенными красноватыми образованиями палеоген-раннемиоценового возраста и мощнейшими пестроцветными терригенными отложениями позднемiocен-плиоценового возраста. Неравномерная охарактеризованность кайнозойских отложений межгорных впадин ископаемыми фаунистическими остатками и практически полное их отсутствие в соленосных толщах не позволяют пока что определить возраст последних точнее, чем миоценовый.

Соленосные отложения приурочены к мергельно-глинистой части кайнозойского комплекса, выполняющего впадины. Как выше, так и ниже соленосной толщи роль крупнообломочных пород увеличивается. В составе соленосных отложений наиболее широко развиты бескарбонатные или слабокарбонатные глины зеленовато-серого цвета. Грубообломочные породы встречаются редко. Они представлены мелко- и среднезернистыми существенно литокластитовыми песчаниками на гипсовом или глинисто-карбонатном цементе. Карбонатные и глинисто-карбонат-

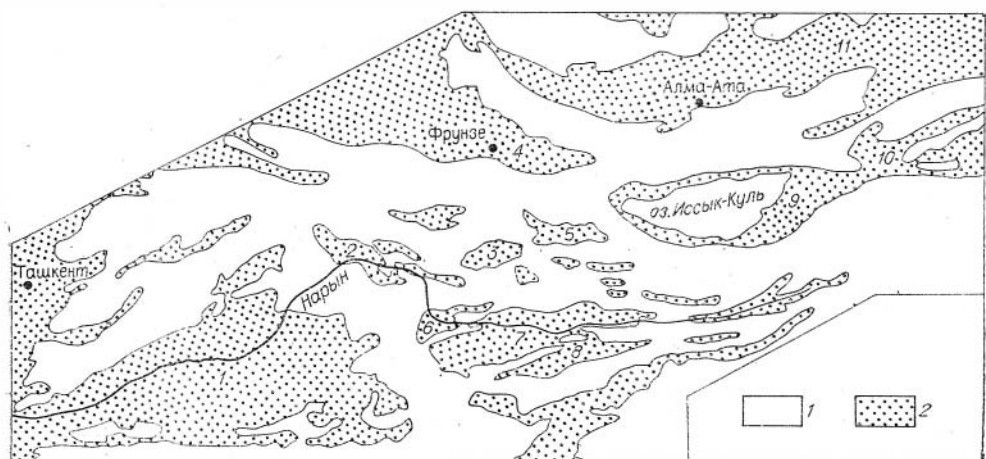


Рис. 6. Развитие кайнозойских отложений на территории Тянь-Шаня. Составил В. В. Благовидов.

1 — докайнозойские образования; 2 — кайнозойские отложения. Цифрами на схеме обозначены впадины, упоминаемые в тексте.

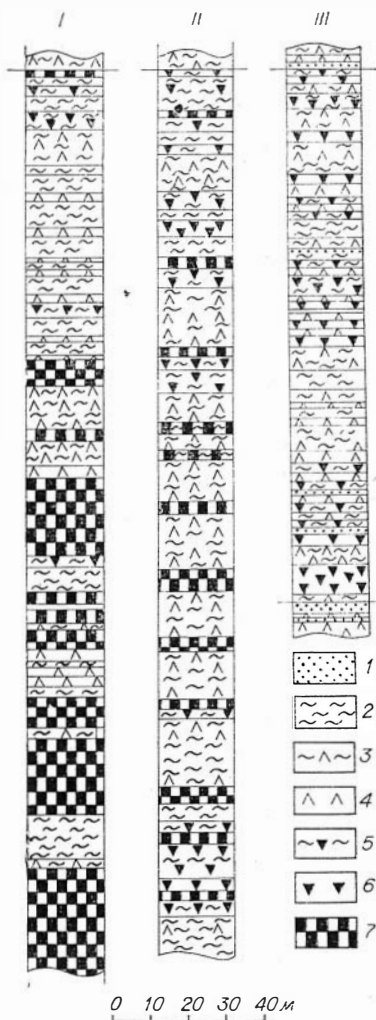


Рис. 7. Типы разрезов (I — галитовый; II — галит-глауберитовый; III — глауберитовый) соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Составил В. В. Благовидов.

1 — песчаники; 2 — глины и мергели; 3 — глины гипсоносные; 4 — гипсы и ангидриты; 5 — глауберитоносные глины; 6 — глауберит; 7 — каменная соль.

В разрезах третьего типа галитовые породы отсутствуют и соленосная толща состоит из переслаивания зеленовато-серых глин, чистых и в различной степени загрязненных глауберитовых и гипсовых пород. Мощность разрезов соленосной толщи этого типа небольшая (50—80 м), в то время как разрезы первого и второго типов достигают мощности в несколько сотен метров. Распространены описанные типы разрезов неравномерно. И если разрезы существенно галитового состава (первый тип) известны только в северо-западной части Ферганской впадины (хр. Ак-Бель), то разрезы соленосных отложений второго и третьего типов установлены в большинстве впадин. Выясняется, что разрезы второго типа располагаются во внутренних, а третьего типа —

ные породы, широко развитые в подстилающих и перекрывающих отложениях, в соленосной толще встречаются реже. Соленосные отложения представляют собой толщу зеленовато-серых реже буроватых глин, содержащих пласты, линзовидные прослои и линзы разнообразных галитовых, глауберитовых, тенардитовых и гипс-ангидритовых пород. На рис. 7 приведены три наиболее характерных типа разрезов соленосных отложений, отличающихся составом соляных пород.

Разрез первого типа представлен темно- и зеленовато-серыми иногда загипсованными глинами, содержащими пласты крупно- и среднекристаллической каменной соли мощностью от 1—2 до 20—30 м. Как правило, в подошве и кровле соляных пластов каменная соль загрязнена глинистым материалом. Гипс-ангидритовые породы встречаются в виде отдельных пластов мощностью до 2—3 м, но значительно чаще образуют с глиной тонкослоистые пачки, состоящие из слоев гипса (2—3 см) и слоев глин (2—5 см). По направлению к средней части пачек мощность слоев глин увеличивается. Глауберитовые породы для этого типа разрезов не характерны и спорадически встречаются лишь в виде маломощных прослоев глауберитоносных глин, приуроченных к нижней части пластов каменной соли.

Значительно шире глауберитовые породы развиты в разрезах второго типа. Для последних характерно наличие пластов мощностью в несколько метров как галитовых, так и глауберитовых пород, переслаивающихся с зеленовато-серыми глинами, причем пласты каменной соли не всегда развиты равномерно по разрезу. Чаще всего они обособляются либо в нижней части соленосной толщи (месторождение Чон-Туз в Кочкорской впадине), либо в верхней (месторождение Улу-Туз в Нарынской впадине). К разрезам этого типа приурочены пласты и линзы тенардитовых пород мощностью в пределах первых метров.

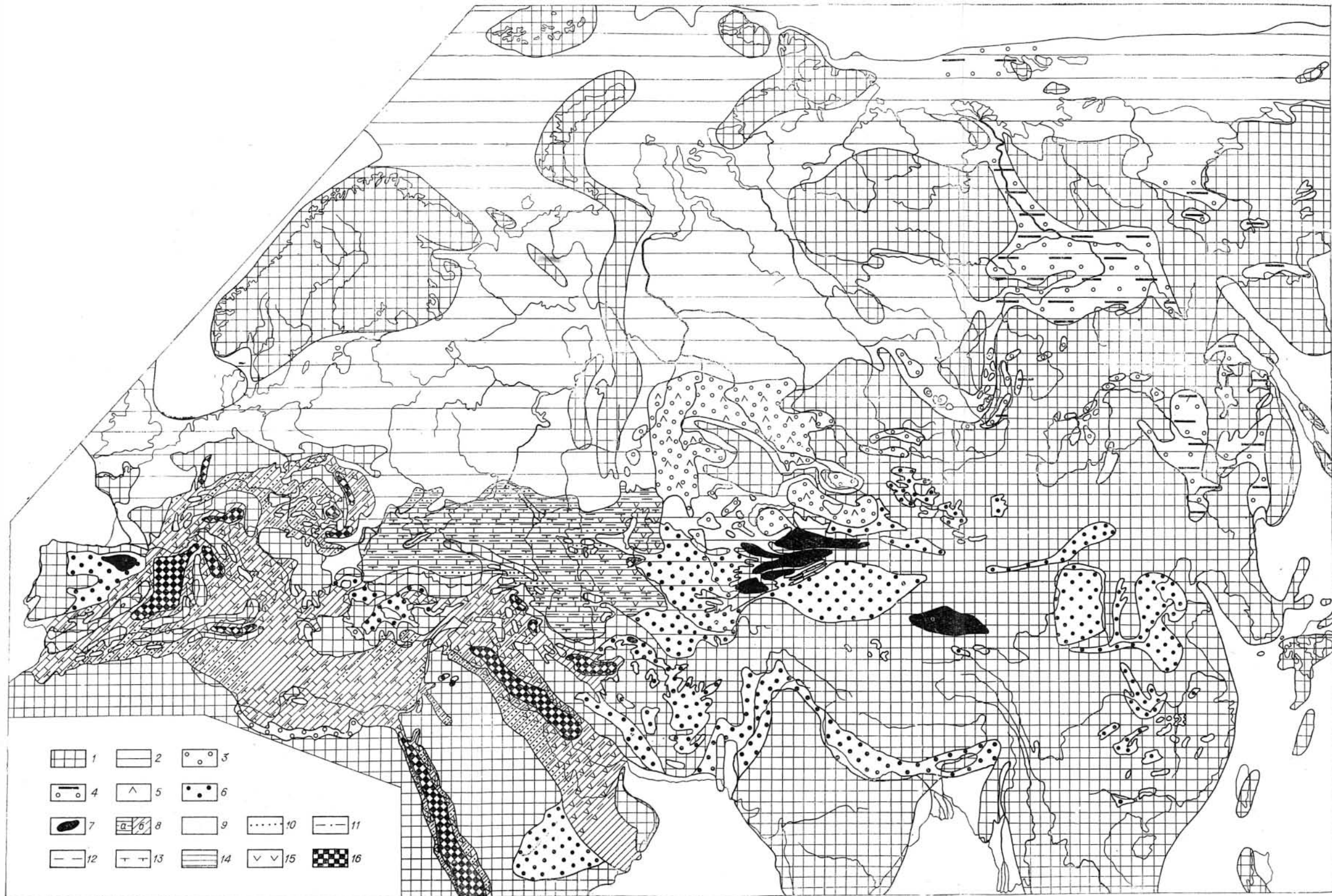


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая схема Евразии (неогеновый период). Составил В. В. Благовидов.

1 — области размыва; 2 — низкая суша; 3—7 континентальные бассейны, в которых формировались отложения: 3 — сероцветные терригенные, 4 — сероцветные терригенные и угленосные, 5 — сероцветные терригенные и гипсоносные, 6 — красноцветные терригенные и гипсоносные, 7 — терригенные и соленосные; 8 — внутриконтинентальные морские бассейны, опресненные водами суши (а) и неопресненные (б); 9 — бассейны открытого моря и океанические; 10—16 — состав отложений морских бассейнов: 10 — песчаники, 11 — алевролиты, 12 — аргиллиты, 13 — мергели, 14 — известняки, 15 — гипсы и ангидриты, 16 — соленосные отложения.

в окраинных частях соленосной толщи. Таким образом, галит-глауберитовые отложения к периферии соленосной толщи сменяются глинисто-глауберитовыми. В прибортовых частях впадин соленосные отложения замещаются глинисто-гипсоносными, а те, в свою очередь, терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. Состав и строение соленосных и вмещающих последние толщ свидетельствуют о их континентальном происхождении. По мнению В. Н. Щербины (1952), соленосные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня формировались в озерных бассейнах типа конечных озер р. Чу.

Описанные соленосные бассейны юга СССР входят в состав широкого эвапоритового пояса, пересекающего Евразийский континент с запада на восток (рис. 8). На территории СССР располагается только северная окраинная его часть. Палеомагнитные данные и палеоклиматические реконструкции показывают, что этот эвапоритовый пояс в неогене располагался между десятой и сорок пятой параллелями. Как можно видеть из приведенного выше материала, в солеродных бассейнах юга СССР в неогеновый период накапливались различные по составу, строению и условиям образования соленосные серии. Можно выделить четыре типа соленосных толщ: Прикарпатский, Закавказский, Узун-Суйский и Тянь-Шаньский.

Наиболее характерными особенностями Прикарпатских соленосных толщ являются: 1) приуроченность соленосных отложений к молассовым, преимущественно терригенным осадочным толщам, среди которых отсутствуют мощные пачки карбонатных и сульфатных пород; 2) широкое развитие соленосных глин и брекчий; 3) наличие двух типов калийных солей — хлоридного и сульфатного (хлоридные калийные соли имеют ограниченное распространение, наиболее широко развиты сульфатные калийные соли преимущественно лингбейнит-каннитового состава); 4) линзообразность залегания калийных солей.

Закавказский тип соленосных толщ резко отличается от Прикарпатского. Для него характерны — глинисто-галитовый состав, ритмичное строение и присутствие только хлоридных калийных минералов. Эти толщи принадлежат к хлоридному типу.

Преобладающее развитие сульфатных соляных пород резко отличает Узун-Суйский тип соленосных толщ от Закавказского. Узун-Суйский тип отложений можно считать смешанным натриево- и калийно-сульфатным.

Последний, четвертый, тип соляных толщ приурочен к континентальным отложениям межгорных впадин Тянь-Шаня. Для него характерно широкое развитие сульфатно-натриевых соляных пород. В отличие от Узун-Суйского в Тянь-Шаньском типе соляных толщ преобладает глауберит, тенардит развит незначительно, а мирабилитовые породы известны только в коре выветривания соленосных отложений. Калийные минералы в соленосных толщах этого типа отсутствуют полностью.

Отмеченные типы соленосных толщ формировались в различных палеогеографических условиях. Как видно из литолого-палеогеографической схемы Евразии, океанические бассейны в неогеновом периоде располагались на месте современных Атлантического и Индийского океанов. Большая часть территории Евразии была занята сушей. На юго-западе существовала система внутренних морей, соединявшихся с океаном узкими проливами. В заливах, а также в изолированных и полуизолированных участках этих внутренних морей накапливались соленосные толщ. Состав их зависел от поступления в солеродные зоны морских вод нормальной солености, а также континентальных вод суши. Как показывают закономерности пространственного размещения отложений во внутренних морях юга Европы, Ближнего Востока и Средиземного моря, питание солеродных бассейнов происходило либо за

счет морских вод нормальной солености, либо за счет опресненных вод внутренних бассейнов.

Формирование хлоридных соленосных серий шло за счет морских вод нормальной солености. Об этом свидетельствует последовательная смена, при прослеживании от морского бассейна к солеродной зоне, карбонатных толщ сульфатно-карбонатными, а затем и соляными. Соленосные толщи Закавказья имеют хлоридный состав и формировались, по-видимому, за счет поступления морских вод через северо-западный Иран и Турцию.

В наиболее удаленных участках внутренних морей формировались калийно-сульфатные соленосные серии Прикарпатского типа. Их образование сопровождалось значительным поступлением глинистого терригенного материала и сульфатных вод суши, что способствовало обратной метаморфизации рассолов и приводило к накоплению калийных солей сульфатного состава. Видимо, подобные условия возникали преимущественно в молассовых предгорных прогибах, а также во впадинах орогенной зоны Альпийской складчатости. Именно на это указывает присутствие калийно-сульфатных серий неогена не только в Прикарпатье, но также в Трансильвании, в бассейне р. По, в Сицилии и в Динаридском бассейне Югославии (Жарков, 1971).

Смешанные натриево- и калийно-сульфатные соли Узун-Суйского типа формировались, по всей вероятности, за счет опресненных вод внутреннего бассейна. Именно эти соленосные толщи по своему составу аналогичны накапливающимся в настоящее время в Кара-Богаз-Голе. Что же касается соленосных толщ межгорных впадин Тянь-Шаня, то их состав и условия залегания однозначно свидетельствуют в пользу континентального происхождения.

Таким образом, в неогеновом периоде на территории СССР существовала обширная область соленакопления. Разнообразные палеогеографические и палеотектонические условия привели к формированию различных типов соленосных толщ: натриево-сульфатных в континентальных озерных бассейнах, смешанных калийно- и натриево-сульфатных в заливах опресненных внутриконтинентальных морей, калийно-сульфатных и хлоридных в эпиконтинентальных бассейнах, связанных с морями нормальной солености.

Следует отметить, что залежи калийных солей в неогеновых соленосных толщах связаны преимущественно с соленосными толщами Прикарпатского типа. Это характерно для неогенового соленакопления и в других регионах земли. Неогеновый период, в сравнении с предыдущими этапами геологического развития земли, отличался большим разнообразием типов формировавшихся соленосных толщ. Для него характерно исключительно широкое развитие сульфатно-натриевой минерализации, связанной с континентальным соленакоплением. Кроме того, неогеновый период явился вторым (после пермского) периодом значительного накопления калийно-сульфатных солей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., «Госгеолтехиздат», 1961. 502 с.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат», 1958. 432 с.
- Воронова М. Л. К вопросу обнаружения полигалита и каннита в сульфатной соленосной толще Узун-Су. «Докл. АН СССР», 1954, т. ХСІХ, № 3, с. 449—450.
- Вялов О. С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев, «Наукова думка», 1956. 191 с.
- Габриэлян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван Изд-во АН АрмССР, 1964. 300 с.
- Геология Азербайджана. Т. I. Геоморфология, стратиграфия. Баку. Изд-во АзССР, 1957. 552 с.



**Жарков М. А.** Эволюция соленакопления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 260—299.

**Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.** Геология галогенных отложений СССР. М., ГМТИ, 1960. 423 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 35).

**Климов М. А.** Промышленная калиеносность нижневортыщенской свиты и перспективы дальнейших поисков калийных солей в Предкарпатском бассейне.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., «Недра», 1971, с. 148—161. (Труды ВНИИГалургии, вып. 60).

**Кореневский С. М., Донченко К. Б.** Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья.— В кн.: Геология месторождений калийных солей. Л., Госгеолтехиздат, 1963, с. 3—152. (Труды ВСЕГЕИ, т. 99).

**Кузнецов В. Г.** О двух типах соленосных толщ.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 7, с. 22—30.

**Рубанов И. В.** Неоген-антропогенные сульфатоносные образования.— В кн.: Послепалеозойские отложения Узбекистана и их рудоносность. Ташкент, «ФАН», 1973, с. 49—74.

**Фивег М. П.** Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов. Автореф. докт. дис. М., 1961. 27 с.

**Щербина В. Е.** Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Фрунзе, 1952. 130 с.

**Яншин А. Л.** Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1964, т. 39, вып. 5, с. 3—30.

*Н. М. ДЖИНОРИДЗЕ, В. И. РАЕВСКИЙ*

## **ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТОРТОНСКОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В КАРПАТСКОМ РЕГИОНЕ**

Карпатский регион понимается нами как складчатая область Западных, Восточных и Южных Карпат, а также прилегающие к ней Предкарпатский краевой прогиб и Внутрикрупатские межгорные прогибы. На западе через Венскую и Мало-Венгерскую впадины регион сливается с Австрийскими Альпами, на юге он ограничен от Паннонской межгорной впадины\* зоной разломов Чоп-Берегово — Бая — Марская, а на юго-западе — горами Апусени. Тортонские соленосные отложения здесь развиты в пределах Предкарпатского краевого и Закарпатского межгорного прогибов, а также Трансильванской внутрикрупатской впадины (рис. 1).

**Предкарпатский краевой прогиб.** Палеогеографические и палеотектонические условия тортонского соленакопления наиболее детально изучены на Калуш-Голыньском месторождении калийных солей. Здесь калиеносные отложения вместе с подстилающим комплексом пород внутренней зоны прогиба смяты в складки и перекрывают тортон-сарматские образования внешней зоны прогиба. На месторождении выделяются три структурно-фациальные зоны: Калушская, Голыньская и Крапивникская. В пределах первых двух зон развиты калиеносные отложения. Между ними расположена Крапивникская зона, в разрезе которой имеются только гипс-ангидритовые образования. Во всех трех зонах галогенез начался одновременно, но дальнейшее развитие его носило различный характер. В течение тирасского времени в Калушской зоне формировалась соленосная толща с калийными породами, а в Крапивникской и Голыньской зонах — гипсо-ангидритовые и ангидритосодержащие осадки. В косовское время область накопления калиеносных осадков переместилась в Голыньскую зону, а в двух остальных зонах формировались нормальные морские образования. В Голыньской структурно-фациальной зоне и отчасти в Калушской широко развиты

\* В понимании А. Л. Яншина (1965).

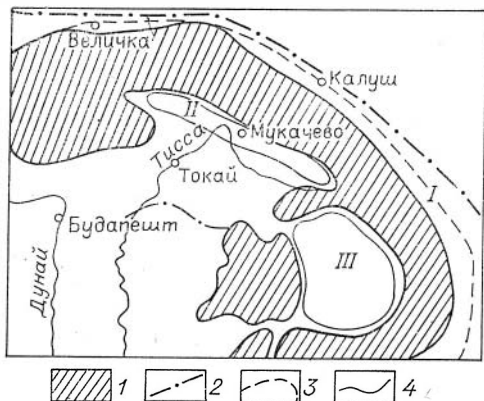


Рис. 1. Области тортонского соленакопления в Карпатском регионе (по Кореневскому, 1953).

1 — Предкарпатский краевой прогиб, II — Закарпатский межгорный прогиб, III — Трансильванская внутрикарпатская впадина. 1 — складчатые области, 2 — граница между Карпатским регионом и Восточно-Европейской платформой, 3 — граница между внутренней и внешней зонами Предкарпатского краевого прогиба, 4 — контуры Внутрикарпатских впадин.

Восточной Голыни, показали, что по составу обломочных компонентов они сближаются с нормально-морскими отложениями подсолевого комплекса, а по составу глинистых и карбонатных минералов представляют собой промежуточное звено между собственно солёными породами и нормально-морскими образованиями (Геология..., 1973). Это помогло нам восстановить границы Голынского бассейна: на юго-западе она проходила в районе Берлоги, а на северо-востоке — в районе скв. 136, где пестроцветные прутские слои залегают в виде языка на сероцветных морских образованиях вербовецких слоев косовской свиты (Крапивникская зона).

Таким образом, ширина Голынского солеродного бассейна, с учетом современной складчатой структуры этой зоны, составляла около 15 км, а ширина Калушского солеродного бассейна 10 км. Оба солеродных бассейна располагались в пределах структур типа грабенов, возникших в обширном Богородчанском прогибе. В районе месторождения солеродный бассейн был глубоководным, некомпенсированным осадконакоплением. Перед началом галогенеза (время *uvigina*, тортон) дно бассейна стало расчлененным, появились более мелководные участки, на которых развивались бентосные фораминиферы. Еще на меньших глубинах формируются пестроцветные породы солёной толщи. Кроме тортонской микрофауны в них обнаружен верхнемеловой комплекс радилярий\* (район Домброво) и гальки нижнекарбонатовых каменных углей (в районе Восточной Голыни). Терригенно-галогенные породы солёной толщи формировались в условиях полной изолированности от морского бассейна. В них встречаются только палеогеновые и отчасти нижнемиоценовые фораминиферы. Помимо мел-палеогеновых отложений Карпат размывались также солёные отложения воротыщенской серии (Геология..., 1973).

Вулканогенные породы на Калуш-Голыньском месторождении в основном приурочены к трем стратиграфическим горизонтам: отложениям богородчанской свиты, вербовецким и прутским слоям косовской

\* Характерный для сеноман-туронских отложений Дуклянской зоны Карпат (Геологическое строение..., 1971).

свиты, реже встречаются в образованиях тирасской свиты. В Гольинской зоне они образуют прослой в подсолевом и соленосном комплексах пород, а в других зонах включены в подсолевые и надсолевые образования. Намечается стратификация туфов по составу. Андезит-дацитовые туфы в основном приурочены к слоям с *Candorbulina universa* Jedl. (богородчанская свита), выше наблюдаются туфы дацитовые и риолит-дацитовые (рис. 2).

В составе калийно-магниевого пород доминируют сульфаты и хлоридо-сульфаты. Хлоридные калийные породы встречаются лишь в самых низах разреза. Калийная стадия галогенеза здесь, по-видимому, началась с формирования сильвинитов. Процесс этот был затем подавлен привносом в бассейн сульфатов. Следует отметить, что в подсолевых отложениях всех структурно-фациальных зон имеются многочисленные проявления жильного ангидрита. В Крапивникской зоне встречены редкие жилы галита. Заслуживает внимания наличие трещин, заполненных ангидритом, галитом и даже калийной солью в подсолевых отложениях. Так, например, в Средней Молдове румынского Предкарпатья (Stoica, 1963) под аквитанской калиеносной толщей залегает мощный горизонт черных и вишнево-красных аргиллитов, в которых многочисленные трещины заполнены ангидритом, гипсом, галитом и калийными солями. В перекрывающих калиеносную толщу породах трещины заполнены только гипсом (ангидритом).

На формирование состава рапы тортонских солеродных бассейнов заметное влияние оказывали два фактора — переотложение воротыщенских солей и подток сульфатных, а в ряде случаев и хлоридных подземных вод.

Во внутренней зоне прогиба тортонские калиеносные отложения кроме Калуша известны в Румынии (Качика, Сербеш; Stoica, 1963), где они залегают на вулканогенно-терригенных образованиях и перекрыты радиоляриевым горизонтом верхнего тортона. В Польше тортонские отложения представлены только соленосной толщей. В районе Пшемься она перекрыта также радиоляриевым горизонтом (Cisek, Czernicki, 1972), в то время как в Величке в ее верхней части были встречены глины со *Spirialis* (Пишванова, 1965), указывающие на более молодой возраст кровли соленосной толщи.

Во внешней зоне прогиба известны два типа разреза: гипс-ангидритовый и ангидрито-соленосный. Последний тип имеет более локальное развитие и приурочен к небольшим впадинам. Вмещающие галогенные образования породы являются здесь примерно синхронными (Геологическое строение..., 1971).

Приведенный материал свидетельствует о том, что в пределах краевого прогиба Западных, Восточных и Южных Карпат процессы галогенеза начались примерно одновременно с формированием на его внешней зоне гипс-ангидритовых и ангидрито-соленосных отложений, а на внутренней зоне — соленосных и калиеносных толщ. Во внешней зоне

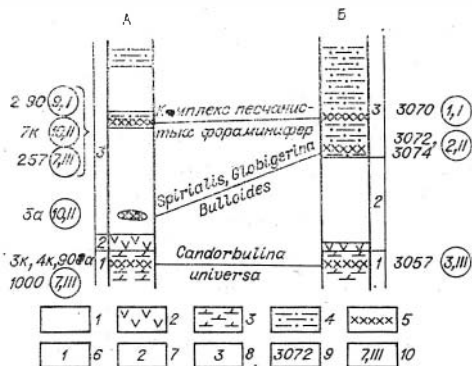


Рис. 2. Принципиальная схема корреляции соленосных толщ Восточной Гольины и Калуша.

А — Схематический сводный разрез Восточной Гольины; Б — схематический нормальный разрез скв. 341 (Калуш, юго-восток участка «Центральное шахтное поле»).

1 — соленосная толща, 2 — огипсованные ангидритовые и ангидритосодержащие глинистые породы, 3 — глинистые мергели и мергелистые глины, 4 — алеврито-глинистые породы, 5 — прослой туфов; 6—8 — отложения свит; 6 — богородчанской, 7 — тирасской; 8 — косовской; 9 — номер образца исследованных туфов; 10 — номер типа и группы туфов.

прогиба кровля галогенных отложений примерно синхронна, в то время как в его внутренней зоне процессы галогенеза завершились в различное время тортонского века.

**Закарпатский межгорный прогиб.** Тортонские соленосные отложения здесь развиты в пределах Карпатской (Чехословакия), Верхнетиссенской (СССР) и Марамурешской (Румыния) впадин. В первой из них соленосная толща подстилается отложениями тортона (спироплектаминовая зона) с прослоями риолитовых туфов и перекрывается породами верхнего тортона (боливино-булиминовая подзона), иногда с прослоями кислых туфов (Dugica, Krasensky, 1965). В верхнетиссенской впадине соленосная тереблинская свита залегает (Геологическое строение..., 1971) между нижним тортоном (спироплектамино-увигериновый комплекс, верхняя часть новоселецкой свиты) и верхним тортоном со спириалисами в основании (тересвенская свита, глудская подсвита). В Марамурешской впадине соленосная толща развита в районах Акнашгатаг, Ронасек, Батиза и залегает над дацитовыми туфами, эквивалентными новоселецким Советского Закарпатья. Соленосная толща перекрыта горизонтом с радиоляриями, а затем со спириалисами. Таким образом, в пределах Закарпатского межгорного прогиба соленосные образования залегают всюду между нижним и верхним тортоном. Формирование солеродного бассейна здесь тесно связано с интенсивным и мощным проявлением вулканизма в тортоне. В Западно-Закарпатской области (Прешов-Токайский район) в раннем тортоне происходили мощные эксплозивные извержения (липарито-дацитовые игнимбриты, туфы), а в позднем тортоне вулканизм имел островной характер. В Центральном Закарпатье в тортоне (раннем?) формируется Береговская вулканическая гряда, протягивающаяся от Земплинского выступа палеозойских пород в Чехословакии через Чоп, Бегань и Берегово в Румынии. В позднем тортоне в этом районе происходили выбросы андезитовых туфов (Милановский, Короновский, 1973).

**Трансильванская внутрикарпатская впадина** расположена между горами Апусень, Мезеш-Лэпуш, Восточными и Южными Карпатами. Тортонские известковистые глины с пластами каменной соли подстилаются раннетортонской толщей туфов. Соленосная толща образует соляные массивы, диапиры и куполовидные складки. Выше соленосной толщи имеются еще два горизонта (хэдэреньский и гиришский) туфов. Центры изверженного пирокластического материала располагались в краевых частях Трансильванской впадины (Милановский, Короновский, 1973), т. е. формирование здесь солеродного бассейна связано с возникновением в краевых его частях зон некоторого растяжения и образования разломов, что сопровождалось выбросами кислых липарито-дацитовых туфов.

В пределах Закарпатских впадин в нижней части гранитнометаморфического слоя коры обнаружена зона пониженных скоростей (Чекунов и др., 1969), возможно отвечающая линзе «размягченного» материала, сохранившаяся на месте миоценового внутрикорового очага. Возникновение здесь тортонских грабенов свидетельствует о значительном растяжении коры в период извержений. Мощность коры в Закарпатских впадинах составляет в среднем 25 км, скачкообразно возрастая при переходе к Флишевым Карпатам до 50—55 км. В этом же направлении резко снижается геотермический градиент и тепловой поток (Милановский, Короновский, 1973).

Таким образом, одновременность начала процессов галогенеза является главной особенностью тортонского соленакпления в пределах Карпатского региона. Она была обусловлена структурной перестройкой этого региона во время первой фазы орогенного вулканизма. В краевых прогибах Западных, Восточных и, очевидно, Южных Карпат с этой фазой связано заложение их внешней зоны и накопление верхней мо-

лассы, в основании которой повсеместно встречаются прослои вулканических пород. Во внутренней зоне Предкарпатского прогиба процессы галогенеза завершились в различное время тортонского века. Зоны растяжения, возникшие во Внутрикрупатских среднемиоценовых грабенах, обусловили поднятие и надвигание флишевых Карпат на прилегающие части внутренней зоны прогиба, где были смяты нижние молассы, а также интенсивный снос материала в тортонские солеродные бассейны внутренней зоны прогиба.

## ЛИТЕРАТУРА

**Геология Восточного поля Голыни Калуш-Голынского калийного месторождения.**— «Труды ВНИИГ», вып. 64, Л., 1973, с. 3—19. Авт.: Н. М. Джиноридзе, А. И. Поликарпов, В. П. Телегин и др.

**Геологическое строение и горючие ископаемые украинских Карпат.** М., «Недра», 1971. 392 с. (Труды Укр. НИГРИ. Вып. XXV).

**Корневский С. М.** Геологические условия формирования неогеновых соляных залежей предгорий Карпат.— «Докл. АН СССР», 1953, т. 88, № 6, с. 1039—1042.

**Милановский Е. Е., Короновский Н. В.** Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973. 280 с.

**Онческу Н.** Геология Румынской Народной Республики. М., ИЛ, 1960. 250 с.

**Пишванова Л. С.** Зоны планктонных фораминифер и их значение для расчленения молассовых отложений.— В кн.: Тезисы докладов VII конгресс Карп.— Балк. геол. ассоц. София, 1965, ч. II, т. 2, с. 303—310.

**Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Гейко В. С.** Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба.— «Сов. геология», 1969, № 10, с. 57—68.

**Яншин А. Л.** Проблема срединных массивов.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. X, вып. 5, с. 8—39.

**Cisek B., Czernicki J.** Nowe dane o występowaniu soli kamiennej w rejonie Przemysla.— «Przeegl. geol.», 1972, N 12, с. 582—584.

**Durica D., Krasensky O.** Solonosne Suwrstvia vo vychodoslovenskej, neogennej rapna a skysenosti pri ich prevrtavani (Kolcono Dlhe).— «Geolog. pruzkum», N 3, 1965, s. 71—73.

**Stoica C.** Formatiunile halogene cu saruri de potasiu din miocenul Moldveci de Mijloc.— Acaitia geologica Carpato—Balc. congr. al V—lea (4—19 sept., 1961), vol. V. Comunicari stiintifica, Sectia IV, Geol. economica, Bucuresti, 1963, p. 229—256.

*В. П. ТЕЛЕГИН, С. С. КОРИНЬ, А. М. ХОДИН, Е. Ф. ПОВСТЕН*

## СТРОЕНИЕ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЛУШ-ГОЛЫНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Соленосные отложения миоцена и приуроченные к ним линзы калийных солей Калуш-Голынского месторождения являются образованиями внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба, надвинутой на породы внешней его зоны. В разрезе аллохтонного комплекса миоценовых отложений месторождения выделяются следующие свиты (снизу вверх): стебникская, нижняя баличская (или калиеносная), верхняя баличская, богородчанская, тирасская (или гипсово-ангидритовая), косовская и дашавская.

Стебникская свита представлена преимущественно красновато-бурыми, реже зеленовато-серыми и серыми карбонатными глинами, алевролитами и песчаниками с гнездами и прожилками гипса и ангидрита мощностью 200—300 м. Нижняя часть этих отложений срезана надвигом.

Нижняя баличская свита сложена серыми соленосными глинами (галопелитами), глинистыми и песчано-глинистыми брекчиями, каменной солью и линзами калийных пород хлоридного, сульфатного и хлоридно-сульфатного типа. Среди этих отложений встречаются прослойки и пачки серых, зеленовато- и коричневатосерых несоленосных глин, алевролитов и песчаников, обычно разбитых на отдельные блоки, сильно трещиноватых, с многочисленными зеркалами скольжения. В соленосных породах иногда встречаются трещины усыхания, волноприбойные знаки и знаки ряби. Нижняя половина разреза свиты представлена преимущественно каменной солью и калийными породами, а верхняя соленосной глиной и песчано-глинистой брекчией.

Калийные линзы залегают ярусно, часто перекрывая друг друга в плане. Количество их на различных участках месторождения изменяется от 1 до 12. Размеры линз по простиранию достигают 1,5—2,0 км, а вкрест простирания до 0,5—1,0 км. Мощность их обычно не превышает 10—20 м, но иногда увеличивается до 30—40 и даже 100 м. Внутреннее строение калийных залежей характеризуется переслаиванием различных по составу калийных пород, каменной соли и соленосной глины. Мощность соленосной толщи нижней баличской свиты изменяется от нескольких десятков метров (Северное сильвинитовое и Центральное поля) до 600 м (участок Пийло).

Верхняя баличская свита представлена пестроцветными (серыми, зеленовато-серыми и красновато-бурыми) карбонатными глинами, алевролитами и песчаниками с прожилками гипса и ангидрита. Среди этих пород встречаются прослойки и пачки засоленных глин и брекчий, а также линзы гравеллитов и конгломератов. Иногда наблюдаются трещины усыхания, знаки ряби и волноприбойные знаки. Исследования, проведенные в последние годы (В. П. Телегин), показали, что контакт между породами нижней и верхней баличской свиты тектонический. Мощность верхнебаличских отложений изменяется от нескольких метров (в восточной части района) до 400—450 м (участок Пийло).

Богородчанская свита сложена зеленовато-серыми мергелями, мергелистыми глинами, песчаниками и туффитами пепельно-серыми, серыми и зеленовато-серыми. Породы содержат обильные остатки фораминифер. Иногда встречаются створки и отпечатки раковин пелеципод нижнетортонского возраста. Мощность свиты изменяется от нескольких до десятков метров.

Тирасская (гипсово-ангидритовая) свита представлена голубовато-серыми ангидритовыми породами с прослоями серых загипсованных глин и песчаников. Мощность данных отложений обычно не превышает нескольких метров, но иногда достигает 20—50 м.

Косовская и дашавская свиты сложены серыми и зеленовато-серыми мергелистыми глинами с маломощными прослоями песчаников и туффитов. В породах встречаются многочисленные остатки микро- и макрофауны верхнетортонского возраста, а также обуглившиеся остатки растений. Остатки раковин фораминифер, гастропод и растений часто пиритизированы. К данным отложениям приурочены горизонты природных горючих газов ряда месторождений Предкарпатья. Суммарная мощность косовской и дашавской свит достигает 400 м.

Миоценовые отложения надвинутого комплекса имеют сложное тектоническое строение, обусловленное пликативными и дизъюнктивными нарушениями. Из наиболее крупных нарушений следует отметить региональный надвиг пород внутренней зоны прогиба, Калушскую и Голыньскую синклинали и, разделяющую их Калуш-Голыньскую антиклиналь. Все они имеют северо-западное (карпатское) простирание.

Благодаря складчатости, соленосные отложения выходят на поверхность в приподнятой части северо-восточного крыла Голыньской синклинали, где в результате выщелачивания соленосных пород обра-

зуется гипсо-глинистая шляпа мощностью обычно около 10—20 м, реже до 30—40 м и более.

По падению на юго-запад соленосные отложения погружаются на глубину до 500—1000 м. Углы падения слоев изменяются от 0 до 15°, реже до 25—40° и более. Северо-восточные крылья Калушской и Голынской синклиналей осложнены поперечными складками. Калийные линзы смяты в продольные и поперечные складки, размах крыльев которых достигает 150—900 м, а амплитуда—5—100 м. Кроме того, соленосные отложения и калийные залежи характеризуются сложной внутренней тектоникой, широким развитием узких изоклинальных складок, что приводит к образованию раздувов и пережимов линз. С этими складками связаны также разрывные нарушения типа чешуйчатых надвигов.

Урусное залегание калийных линз, их небольшие размеры в плане, а также интенсивная складчатость, резкая изменчивость состава и мощности калийных пород затрудняют корреляцию и изучение периодичности соленосных отложений. Не способствует этому также и то, что слоистость пород соленосной толщи затушевывается и часто становится почти неразличимой в связи со значительной примесью рассеянного в них глинистого материала. Большое количество обломков глин и песчаников в соленосных отложениях придает им брекчиевидный облик и также маскирует слоистость.

Приведенные в настоящей работе данные о периодичности накопления осадков соленосной толщи Калуш-Голынского месторождения получены в результате изучения керна разведочных скважин и картирования подземных горных выработок (В. П. Телегин), а также химических анализов и микроскопических исследований образцов.

В разрезе соленосных отложений месторождения нами выявлена периодическая повторяемость отдельных типов пород, их наборов и ассоциаций. Ниже остановимся на характере слоистости отдельных типов пород.

Слоистость в песчано-глинистых брекчиях обусловлена чередованием сезонных прослоев каменной соли мощностью 0,1—1,0 см, реже 1,5—2,0 см, с сезонными прослоями брекчии мощностью 0,1—4,5 см. Сезонные прослои брекчий образовались в весенний период, а прослои каменной соли—в летне-осеннее время. Образование наборов этих пород было связано с ритмичной периодичностью первого порядка.

В разрезе соленосной толщи, вскрытой скв. 320 на правом берегу р. Ломницы, южнее с. Хотин, встречено 12 слоев глинистой и песчано-глинистой брекчии мощностью от 0,4 до 12,5 м, чаще около 4,5 м. Эти породы особенно характерны для верхней половины нижней баличской свиты. По данным картирования квершлагов № 1 и 2 на горизонте +190 м Восточного поля Голыни было выявлено чередование прослоев глинистой брекчии и глины мощностью по 5—10 см.

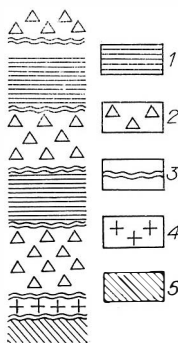
Слоистость в соленосных глинах выражена переслаиванием сезонных прослоев каменной соли мощностью 0,2—2,0 и даже 5,0 см с сезонными прослоями брекчиевидной глины мощностью 0,2—3,0 см. Образование их также было связано с ритмичной периодичностью первого порядка. В разрезе скв. 320 было встречено пять прослоев соленосной глины мощностью 0,6—6,2 м. Разный литологический состав обломков в сезонных прослоях глин и брекчий, отличающийся от состава вмещающих их пород, а также превышение размеров обломков мощности сезонных прослоев, имеющих к тому же ненарушенное слоистое строение, свидетельствует о седиментационном происхождении этих брекчий и брекчиевидных глин. Наряду с этим в разрезе соленосной толщи встречаются брекчии явно тектонического происхождения. К ним относятся соляные брекчии, приуроченные к контактам лангбейнит-каинитовых линз, образованные в результате дробления пород при послыном

скольжении в период складкообразования. Обломочный материал в них представлен каменной солью, полигалитом, ангидритом, сильвинитом, каинитом и глиной. Цементом является волокнистый галит и карналлит. Иногда в таких брекчиях встречаются оторженцы вмещающей каменной соли длиной в несколько метров.

Слоистость в каменной соли проявляется в результате чередования сезонных прослоев чистой (белой) и глинистой (серой) каменной соли, а также сезонных прослоев глины, глинисто-ангидритовой, полигалитовой породы и каменной соли. Мощность сезонных прослоев изменяется обычно от 0,1 до 0,5 см, реже до 1—5 и даже 10 см. Сезонные прослои глины, глинисто-ангидритовой и полигалитовой пород образовались в весенний период, а прослои каменной соли в летне-осеннее время. Наборы этих пород также фиксируют ритмичную периодичность первого порядка. Они характерны для нижней половины соленосной толщи. В верхней ее половине каменная соль образует обычно лишь единичные и маломощные (5—15 см) линзы.

Слоистость в каинитовых породах выражена чередованием сезонных прослоев глины, каменной соли и каинитовой породы мощностью от 0,5—1,0 до 2,0—5,0 см. Образование наборов этих пород было связано с ритмичной периодичностью первого порядка. Каинитовые породы в каинитовых и лангбейнито-каинитовых залежах образуют слои мощностью от 3—5 до 10—20 и даже 50 см, которые переслаиваются со слоями соленосной брекчии, каменной соли и лангбейнит-каинитовой породы (см. рисунок). Мощность слоев брекчий колеблется обычно от 2—5 до 10—20 см. На контактах брекчий с каинитовыми слоями часто прослеживаются прослои полигалитовой породы мощностью 1—2 см. Мощность полигалитовых слоев на контакте каинитовых и лангбейнито-каинитовых линз с вмещающими породами достигает 5—15 см. Лангбейнит-каинитовые породы характеризуются аналогичной слоистостью.

В сильвинитах слоистость обусловлена переслаиванием сезонных прослоев галопелитовой породы, каменной соли и сильвинита. Галопелитовые прослои часто содержат зерна ангидрита и гнезда зеленовато-серой глины. Их мощность изменяется от 0,1 до 1,3 см. Прослои каменной соли включают «чочковые» выделения прозрачного и белого шпатового галита и часто примесь сильвина. В сезонных прослоях сильвинитов наблюдаются агрегаты крупно-кристаллического сильвина. Мощность этих прослоев составляет 0,5—1,4 см. Общая мощность годового слоя сильвинита колеблется от 0,5 до 6,0 см и составляет в среднем 3,0 см. При изучении слоистости сильвинитовой залежи Хотинского участка в камере 4 наблюдались неоднократные размывы отдельных годовых слоев сильвинита и налегание на них расположенных выше слоев с угловым несогласием. Кроме того, среди сильвинитовых слоев были встречены прослой голубого ангидрита мощностью 1,0—3,0 см. Годичные слои сильвинита объединяются в более крупные ассоциации мощностью 0,5—2,0 м. В одних из них преобладает серый сильвинит, в других — красный. В разрезе камеры 4 выделено шесть пачек сильвинита. На второй снизу пачке сильвинита залегает линза серого песчаника с галитовым цементом мощностью 0,3—2,5 м, прослеженная по падению на расстоянии 26 м. К периферии линза выклинивается.



Характер слоистости пород линзы ЛК-2 в разрезе штрека ЛК-3 (западный) на горизонте +190 м Восточного поля Голыни.

1 — каинитовая порода тонкослоистая; 2 — брекчия глинистая мелкообломочная тонкослоистая с галитовым цементом; 3 — полигалитовая порода; 4 — каменная соль; 5 — брекчия полигалито-галитовая с карналлитом по трещинам.



Кроме периодичности первого порядка в разрезе соленосной толщи можно выделить периодичность второго порядка по многолетним слоям глин и брекчий, залегающим между несколькими годичными слоями каменной соли и калийных пород. Пласты глин, брекчий и каменной соли образуют периодичность третьего порядка, а линзы калийных солей завершают четвертый порядок периодичности.

Приведенные данные о строении и периодичности соленосных отложений Калуш-Голынского месторождения калийных солей еще раз свидетельствуют о том, что накопление их происходило в условиях часто повторяющегося разбавления рапы солеродного бассейна.

*С. В. ХОДЬКОВА*

## **О РОЛИ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ КАЛИЙНЫХ ПОРОД ПРЕДКАРПАТЬЯ**

Петрографо-литологическое изучение структурных и текстурных особенностей хлоридных и сульфатных калийно-магниевых пород Предкарпатских месторождений, выполненное автором в течение последних лет, позволило выявить весьма интенсивное развитие постседиментационных процессов, сыгравших решающую роль в формировании минерального состава и структурно-текстурного облика этих пород. Существенная утрата первично-седиментационной слоистости основной массой сульфатных пород; отсутствие нормальных седиментационных контактов между слоями и пачками слоев; брекчиевидность и кавернозность пород, наличие в них макроскопически видимых трещин, заполненных галитом с сильвином и пересекающих пачки слоев терригенно-солевого состава; весьма неоднородные состав, структура и текстура пород; установление почти для всех главных солевых минералов генетических разностей, возникших на разных этапах существования пород, и т. д. — все это результаты и свидетельство интенсивного развития вторичных процессов.

Выделение генетических разновидностей соляных минералов и расшифровка основной особенности строения калийных пород — их брекчиевидности (Ходькова, 1971, 1972) — позволило установить, что современный состав и облик пород формировались в 3 стадии: 1) седиментационно-раннедиагенетическую, соответствующую по времени сингенетическому метаморфизму (Иванов, 1949) и озерной фазе (Валяшко, 1962), 2) познедиагенетическую, соответствующую диагенетическому метаморфизму, по А. А. Иванову, и фазам погребенного бассейна и залежи, по М. Г. Валяшко и 3) катагенетическую, соответствующую стадии эндогенного гидрометаморфизма, по А. А. Иванову. Гипергенную стадию (экзогенный метаморфизм, по А. А. Иванову) мы рассматриваем как стадию разрушения месторождения.

Процессы вторичного преобразования в хлоридных и сульфатных породах развивались различно и с разной интенсивностью.

В бессульфатных карналлит-сильвиновых породах на стадиях раннего и позднего диагенеза протекали процессы перекристаллизации, растворения, разложения седиментационно выделившихся минералов — карналлита и сильвина.

На стадии раннего диагенеза в результате перекристаллизации образовывались карналлитовые и сильвиновые слои средне- и крупнозернистой структуры, сложенные зернами неправильной формы с заключенными в промежутках между ними или внутри наиболее крупных из

них хлопьевидных, шнуровидных и иной формы скоплений карбонатно-глинистого вещества, оконтуривавшего ранее седиментационные солевые кристаллики. Широкое развитие процессов перекристаллизации ступенчало первичный текстурный рисунок слоев и четкость границ соседних слоев и слоек.

В хлоридных породах часто наблюдается явление замещения сильвина галитом, а карналлита сильвином. Замещение карналлита сильвином протекало без нарушения формы, присущей кристаллам карналлита, и характера распределения красящих частиц и несолевых включений. Галит, замещающий карналлит и сильвин, не наследовал их окраски. Обычно он бесцветный и чистый. По-видимому, образовался он в результате высаливания.

В целом, седиментационно-раннедиагенетическая стадия в отложениях хлоридного типа завершилась формированием галитовых, карналлитовых, сильвиновых слоев, причем химически состав первичного солевого осадка существенно не изменился.

На стадии позднего диагенеза в хлоридных породах широкое развитие получили процессы растворения галитовых, карналлитовых и сильвиновых слоев.

Под воздействием погребенных маточных рассолов протекали процессы частичного, а иногда и полного растворения солевых слоев. Солевые слои оседали, текстурный рисунок их смазывался, а растворенные соли переотлагались в трещинах и кавернах.

В шлифах и пришлифовках нами наблюдались разные случаи и проявления растворяющего воздействия рассолов. При слабом их воздействии сильвиновый слой лишь слегка корродируется, приобретая порой ноздреватую форму; целостность слоя здесь еще не нарушена. На участках, подвергшихся более интенсивному воздействию растворов, сильвиновый слой распадается на разной величины островки-реликты или крупные, неправильной формы зерна, обычно вытянутые длинными осями параллельно наслоению. При почти полном растворении сильвина от слоя остаются лишь одиночные микрореликты или мелкие их скопления, ориентированные цепочкообразно, параллельно общему наслоению. В тех случаях, когда сильвиновые или карналлитовые слои растворялись полностью, на их месте оставались лишь частицы красящего вещества и несолевых компонентов, осевшие в виде пленки на поверхностях галитовых кристаллов или уплотнившиеся в тонкий слой.

Более значительные изменения и преобразования на всех стадиях формирования произошли в сульфатных породах. Первая седиментационно-раннедиагенетическая стадия завершилась здесь формированием галитовых, лангбейнитовых и, возможно, кизеритовых и каинитовых слоев. Выделившиеся из рапы и накопившиеся на дне водоема кристаллы сильвина, карналлита, эпсомита на этой стадии были полностью преобразованы.

Стадия позднего диагенеза в сульфатных породах проявилась главным образом в процессах кизеритизации и каинитизации лангбейнитсодержащих пород. На этой стадии на систему деформированных и в той или иной мере измененных галитовых, лангбейнит-кизеритовых, сильвингалит-кизеритовых слоев наложился вторичный галит и сильвин. Текстура слоев из слоистой превратилась в брекчиевидную, структура стала весьма разнородной. На месте первичных слоев за счет преобразования остатков их в сочетании с новообразованиями возникли вторичные слои, состав, структура и текстура которых резко отличны от состава, структуры и текстуры первоначально отложившихся слоев. Интенсивное развитие получили вертикальные и наклонные, обычно короткие, пересекающие не более 1, редко 2—3 слоев, трещины, выполненные галитом и сильвином. Одним из главных текстурных элементов породы стали обломки первичных слоев, обладающие неправильной формой

и весьма неровной, причудливой, изъеденной поверхностью. Амплитуды перемещения обломков в пределах слоев незначительны. Перемешивание обломков соседних слоев отмечается очень редко.

Неоднородность структуры обломков солевых слоев в сульфатных породах находится в связи с неоднородностью их состава, а последний обусловлен различной степенью кизеритизации — каинитизации лангбейнита. Изменения в слоях протекали на разных участках с разной интенсивностью. На одних участках первоначальная структура слоев стерлась полностью, на других сохранились ее реликты, позволяющие в общих чертах восстановить первоначальный облик породы.

С преобразованиями, протекавшими в сульфатных породах на стадиях позднего диагенеза и катагенеза, выразившимися в кизеритизации и каинитизации лангбейнита, связано постепенное нарастание степени полиминеральности вторичных слоев. Так, в связи с кизеритизацией сравнительно однородные, двухкомпонентные лангбейнит-галитовые и галит-лангбейнитовые слои превратились в неоднородные, многокомпонентные; в них появились и постепенно приобрели значение породообразующих такие минералы, как сильвин, кизерит. Позднее, в процессе каинитизации, протекавшей на базе всего минерального комплекса, возникшего на предыдущей стадии, наблюдается тенденция к образованию мономинеральных вторичных солевых слоев: формировались каинитовые слои с незначительной примесью сильвина и галита.

Глубина процесса преобразования минерального состава пород зависит от степени их нарушенности (раздробленности). Слабо нарушенные породы лучше сохраняют первичный минеральный состав, структуру и текстуру, однако на месторождении они встречаются редко и по простиранию быстро сменяются породами, интенсивно разбитыми трещинами. По мере развития деформированности — при переходе от слабо нарушенных через трещиноватые к интенсивно нарушенным брекчированным породам — изменяются минеральный состав калийно-магниевых пород, их структура и текстура. Наиболее нарушенные участки (а таких на месторождении большинство) сложены полностью измененными породами.

Масштабы развития вторичных процессов, протекавших в породах Предкарпатских месторождений на стадиях позднего диагенеза — катагенеза, значительно превышают масштабы проявления аналогичных преобразований на других калийных месторождениях. Объясняется это особенностью состава галогенных отложений месторождения, а именно: 1) значительной насыщенностью терригенно-галогенных отложений рассолами и 2) сульфатным калийно-магниевым характером соляных отложений.

Высокое содержание терригенного, в том числе глинистого, материала во вмещающих породах и внутри соляных залежей обусловило захоронение значительных масс маточных рассолов. В связи с тем, что уплотнение и литификация пачек, сложенных карбонатно-глинистым материалом, протекали медленно и постепенно, погребенные рассолы удерживались в них длительное время, а это создавало условия для столь же длительного течения минералообразующих процессов, обусловленных воздействием рассолов на соляные отложения.

Сульфатный, существенно лангбейнитовый, состав седиментационно-раннедиагенетических солевых слоев предопределил глубину и масштабы их вторичных преобразований на стадиях позднего диагенеза и катагенеза.

Раннедиагенетические преобразования выделившихся из рапы высоководных сульфатов магния, хлоридов калия и магния с образованием лангбейнитовых слоев происходили в среде концентрированных придонных маточных рассолов системы  $\text{Na} - \text{K} - \text{Mg} - \text{Cl} - \text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  при высоких (более  $37^\circ\text{C}$ ) температурах, обусловленных солнечным

прогреванием. Как только лангбейнитсодержащие слои погружались, перекрываясь новыми осадками, они попадали в более низкотемпературную среду, в область воздействия погребенных маточных рассолов (поздний диагенез).

Гипергенные изменения отмечаются в неглубоко залегающих блоках пород и развиваются под влиянием поверхностных агентов и прежде всего влаги. В разных местах они проявились по-разному, что, по-видимому, зависит от возможностей доступа влаги к породам и различий в их литологическом составе. В хлоридных породах преимущественно развивались процессы растворения и разложения сильвина и карналлита. В сульфатных породах на гипергенной стадии сильно углубляется процесс каиннитизации, сопровождающийся кристаллизацией эпсомита, леонита, реже шенита. Появляются признаки растворения солей, которые полностью преобладают в зоне соляного зеркала.

## ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.

Иванов А. А. Геологические условия формирования месторождений калийных солей Восточного Прикарпатья.— «Труды Карпат. научно-исслед. ин-та», 1949, вып. 1, с. 90—107.

Ходькова С. В. Минералы и породы Стебниковского месторождения калийных солей.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 82—91.

Ходькова С. В. Кизерит, каинит и галит Стебниковского месторождения калийных солей.— «Труды ВНИИГ», 1972, вып. 60, с. 51—69.

*А. Х. ИБРАГИМОВ*

## О НЕОГЕНОВЫХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ТЯНЬ-ШАНЯ

Все крупные межгорные впадины Тянь-Шаня заполнены кайнозойскими континентальными отложениями, неогеновая часть разреза которых в большинстве случаев содержит различные соленосные образования и относится к галогенным формациям.

В каждой впадине галогенная формация расчленяется на ряд свит под различными названиями, однако общими для них являются: характер солевой и гипсовой минерализации, преимущественно глинистый состав слагающих пород, озерные и аллювиально-озерные фациальные условия их образования, пестроцветность осадков и др.

Галогенные отложения обычно слагают нижнюю часть формаций. Они представлены различными солями, гипсом и карбонатными породами. Построены галогенные формации в большинстве случаев следующим образом. Самую нижнюю их часть занимают гипсоносные породы. Выше залегают соленосные отложения. Их перекрывают опять гипсоносные породы, а в верхней части формаций развиты карбонатные породы. Соленосная толща по простиранию обычно замещается гипсоносной, а последняя карбонатной.

В межгорных впадинах Тянь-Шаня выделяются три типа неогеновых соленосных толщ: 1) собственно соленосные, 2) соленосно-гипсоносные и 3) гипсоносно-глинистые засоленные.

Собственно соленосные толщи сложены темно-серыми глинами и зелено-серыми глинистыми мергелями с прослоями и пачками камен-

ной соли и глауберитовых пород, а также, иногда, тенардитовых и астраханитовых пород. Мощность таких соленосных толщ колеблется от нескольких десятков до 2000 м. Залежи каменной соли и глауберитовых пород пласто- и линзообразные, а в районах, осложненных тектоникой, штокообразные. Соленосно-гипсоносные толщи сложены чередующимися между собой засоленными глинами, каменной солью, глауберитовыми породами, гипсами, ангидритами, гипсоносными глинами и мергелистыми глинами. Гипсоносно-глинистые засоленные толщи слагаются преимущественно глинисто-мергелистыми породами, с рассеянными мелкими кристаллами гипса, изредка тонкими прослойками глинистого гипса; спорадически в них встречаются линзы галита и глауберита. Все три типа соленосных толщ в некоторых впадинах встречаются совместно, сменяя друг друга по простиранию, но иногда они залегают изолированно на отдельных участках впадин.

Галит и глауберит обычно присутствуют во всех соленосных толщах. Характерно, что если в составе соленосной толщи преобладает галит, то глауберит имеет ограниченное развитие и присутствует в виде тонких прослоек или маломощных слоев в верхней части разреза толщи. Если же преобладает глауберит, то тогда тонкие прослойки галита залегают в нижней части разреза толщи, а в верхних галит встречается в виде рассеянных кристаллов в глинистых породах, которые переслаиваются с пластами глауберитовых пород. На некоторых месторождениях наблюдаются пласты с одинаковым содержанием галита и глауберита. На поверхности глауберитовые породы, вследствие разложения, обычно представлены гипс-мирабилитовыми образованиями.

Помимо галита и глауберита в неогеновых галогенных формациях впадин Тянь-Шаня встречаются тенардит и астраханит. Наличие тенардина в составе соленосных отложений установлено в двух впадинах, а астраханита — только в одной. Тенардит, как правило, кристаллический, массивный и очень крепкий. Иногда он бесцветный, но чаще имеет сероватую, бурую, желтую окраску. В отдельных участках бывает мутным, вследствие наличия небольшого количества тонкораспыленных глинистых примесей. В промежутках между кристаллами тенардита наблюдаются включения чистого бесцветного галита. Химические анализы показали, что в нем содержится от 78,56 до 99,98% сульфата натрия, а в виде примесей присутствуют хлорид натрия, сульфат магния и сульфат кальция. Глинистые примеси присутствуют в тенардите, как правило, в количестве десятых долей процента. Пласты и линзы тенардита обычно залегают между соленосными горизонтами. Кроме того, крупные кристаллы тенардита встречаются в массе каменной соли. Астраханитовые породы обнаружены в неогеновых соленосных отложениях Кетменьтубенской впадины. Они содержат значительную примесь тенардита и галита. Астраханитовые породы образуют маломощные прослойки и не имеют промышленного значения.

Среди соляных месторождений, приуроченных к неогеновым галогенным формациям Тянь-Шаня, могут быть выделены следующие типы.

1. Месторождения более или менее чистой каменной соли. Раньше соль этих месторождений использовалась местным населением в качестве пищевого продукта, а теперь — кормовой соли.

2. Месторождения глинистой каменной соли могут быть использованы в качестве кормовой соли.

3. Месторождения невыветрелых глауберитовых пород, которые могут быть использованы для получения сульфата натрия.

4. Месторождения гипс-мирабилитовых пород. Они представляют собой новый, ранее не известный тип месторождения сульфата натрия.

5. Месторождения тенардита с ограниченными залежами.

## **ГЕОЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕЗОЗОЙСКИХ СОЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР**

---

*В. И. СЕДЛЕЦКИЙ, В. С. ПОПОВ, В. С. ДЕРЕВЯГИН,  
А. П. ПИЛИПЧУК*

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, КАЛИЕНОСНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ СОЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СССР**

#### **Общие сведения**

Верхнеюрские соленосные отложения распространены на огромной территории юга Средней Азии, Северного Кавказа, Закавказья, а также в Северном Афганистане. Галогенная формация расположена в южной окраинной части Русской платформы, занимает ряд различно построенных тектонических впадин, соединяющихся между собой. Она протягивается на расстояние более 3000 км от предгорий Памира до Азовского моря.

Соленосные отложения развиты на площади более 350 тыс. км<sup>2</sup>. Возраст этих отложений кимеридж-титонский. Почти на всей территории они залегают на карбонатных породах оксфорда и перекрываются преимущественно красноцветными глинисто-терригенными отложениями. Солянокупольные структуры в пределах верхнеюрской галогенной формации известны только на востоке, в Афгано-Таджикской впадине и вдоль Репетек-Келифской зоны поднятий, где они прослеживаются в виде узких зон вдоль крупных разломов.

Общим в характере строения всей формации является большая мощность соленосных отложений (от первых сотен до 1500 м), бессульфатный тип соляных залежей и простой минералогический состав (гипс, ангидрит, галит, сильвин, карналлит). Степень перекристаллизации соляных отложений в общем уменьшается с востока на запад.

Нижнемеловые соляные отложения установлены в среднем течении р. Амударьи и имеют относительно небольшую мощность. Предполагается их достаточно широкое распространение на юге Средней Азии.

#### **Средняя Азия**

В геотектоническом отношении площадь распространения галогенных отложений охватывает Хива-Мургабскую впадину, расположенную в юго-восточной части Туранской платформы, и эпиплатформенные орогенические сооружения области новейшей активизации — мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикскую впадину. В ее строении принимают участие докембрий-палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, образующие три структурно-формационных комплекса. Нижний, являющийся складчатым основанием эпигерцинской платформы, охватывает породы палеозойского и более древнего воз-

раста. Средний включает отложения триас-эоцена, сформировавшиеся в период платформенного развития всей территории. Верхний — породы неоген-четвертичного осадочного чехла, накопившиеся в обстановке резкой активизации тектонического режима.

Строение Хива-Мургабской впадины характеризуется глыбово-блоковой тектоникой. Блоки фундамента ограничены древними (герцинского заложения) зонами разломов, многие из которых прослеживаются далеко за пределами рассматриваемой территории. Тектонические ступени северо-восточного борта впадины отделены от орогенической области Бешкентским прогибом. Проведенный нами анализ истории геологического развития мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и сопредельного Бешкентского прогиба, показывает, что обе структуры достаточно четко, хотя и с меньшей, чем в настоящее время, контрастностью, были выражены в доолигоценном тектоническом плане (Седлецкий, Байков, 1972).

Альпийские структуры мегантиклинали и Афгано-Таджикской впадины сформировались в эпиплатформенную орогеническую стадию развития территории. В результате блоковых подвижек фундамента в породах осадочного чехла возникла система узких чередующихся складчатых зон, которые имеют характер горст-антиклиналей и грабен-синклиналей и вытянуты в меридиональном (памирском) направлении.

Тектоническое строение рассматриваемого региона характеризуется существованием не только явно выраженных структур «памирского» направления, но и полностью (Афгано-Таджикская впадина) или частично (Юго-Западный Гиссар) скрытых линейных дислокаций преимущественно широтного «тяньшанского» направления, сходного с простиранением позднегерцинских элементов.

В пределах мегантиклинали Юго-Западного Гиссара наиболее четким отражением древнего, герцинского структурного плана в осадочном покрове являются флексурно-разрывные зоны, ограничивающие ступени палеозойского фундамента. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что относительное расположение ступеней фундамента мегантиклинали в мезокайнозойское время подчинено более сложной закономерности, чем на смежном участке платформы: здесь наблюдается чередование ступеней-поднятий и ступеней-впадин. Выделенные структуры контролируют размещение осадочных толщ и многих месторождений полезных ископаемых.

Соленосные галогенные формации на описываемой территории связаны с широко распространенными отложениями юрского и мелового возраста. В хорошо изученных разрезах мезозойских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта, принимаемых в качестве типовых, над фаунистически охарактеризованными известняками верхнего оксфорда, которыми завершается 700-метровая преимущественно карбонатная толща верхней юры, залегают соляные и ангидритовые породы гаурдакской свиты, датируемой кимеридж-титоном, мощностью более 700 м. Нижнемеловые отложения, сменяющие вверх по разрезу гаурдакскую свиту, в основании представлены красноцветной толщей неокома мощностью около 500 м. По литологическим признакам они разделены Н. П. Херасковым на карабильскую, альмурадскую и кзыл-ташскую свиты (снизу вверх).

Разрезы мезозойских соленосных отложений, изученные на территории Хива-Мургабской и Афгано-Таджикской впадин, идентифицированы с разрезами Юго-Западного Гиссара главным образом по литолого-фациальным признакам.

В южной части Средней Азии и северных районах Афганистана мезозойские соляные отложения развиты на территории около 300 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 1). До последнего времени считалось общепризнан-

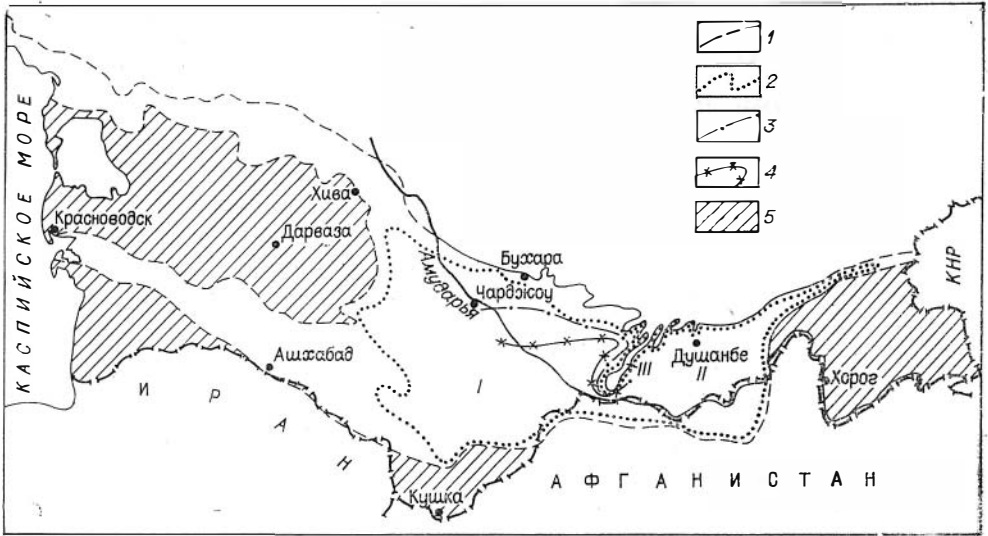


Рис. 1. Распространение галогенных отложений на юге Средней Азии и в Северном Афганистане.

I — Хива-Мургабская впадина; II — Афгано-Таджикская впадина; III — мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара 1—3 — границы распространения верхнеюрских галогенных отложений (1 — гипсов и ангидритов, 2 — каменной соли, 3 — калийных солей); 4 — граница распространения нижнемеловых галогенных отложений, 5 — области отсутствия галогенных отложений.

ным, что соляные отложения этого региона принадлежат к единой галогенной формации верхнеюрского возраста.

Проведившиеся нами в последние годы исследования позволили установить, что в разрезе мезозоя присутствуют две соляные толщи, связанные с верхнеюрской и нижнемеловой галогенными формациями. Нижнемеловые соляные отложения, так же как и верхнеюрские, широко и устойчиво распространены в Юго-Восточной Туркмении и Юго-Западном Узбекистане. По целому ряду признаков предполагается, что соляные отложения, распространенные в некоторых пунктах Юго-Западного Таджикистана и, возможно, Северного Афганистана, также могут иметь нижнемеловой возраст (Седлецкий, Байков, 1970; Седлецкий, 1970).

**Верхнеюрские галогенные отложения.** В юго-западных отрогах Гиссарского хребта толща гидрохимических осадков гаурдакской свиты разделена нами на две подсвиты — нижнегаурдакскую, соответствующую ангидритовой толще, и верхнегаурдакскую, в состав которой входят соляная толща и пласт покровного ангидрита. Строение разреза и мощность верхнеюрских галогенных отложений испытывают значительные изменения. В направлении с северо-востока на юго-запад мощность ангидритовой подсвиты увеличивается от нескольких десятков до 360—380 м, соляной — от 150—200 до 420—450 м. Возрастание мощности свиты сопровождается уменьшением роли карбонатных и ангидритовых прослоев и появлением в разрезе пластов калийных солей. Общая максимальная мощность гаурдакской свиты на изученной территории составляет около 750 м. Результаты выполненных исследований показывают, что толща галогенных отложений гаурдакской свиты характеризуется согласным залеганием с подстилающими известняками оксфорда и перекрывающими красноцветами неокома.

В Афгано-Таджикской впадине верхнеюрские галогенные отложения, являющиеся стратиграфическим аналогом гаурдакской свиты, прослеживаются в виде узкой полосы вдоль подножия обрамляющих ее горных сооружений. На севере, у южных склонов Гиссарского хребта,



отложения представлены гипсоносной пестроцветной толщей мощностью от 20 до 80 м, на востоке у подножия Дарваза — гипсами с прослоями глин и каменной солью мощностью до 100—200 м, южнее, на территории Афганистана — также соляно-гипсовыми породами. Во внутренней части впадины соляно-гипсовые породы образуют многочисленные мощные выходы на поверхность в ядрах соляных куполов и в зонах тектонических нарушений (Белеловский и др., 1971).

В Хива-Мургабской впадине отложения гаурдакской свиты прослежены бурением вдоль северо-восточного борта, в западной прибортовой части и на юго-востоке у Северо-Афганского выступа. В северо-восточном борту впадины мощность и стратиграфическая полнота отложений существенно изменяется на каждой из ступеней фундамента. В пределах Бухарской ступени мощность свиты, представленной здесь переслаиванием ангидритов, красно-бурых глин, песчаников и известняков, изменяется от нуля до десятков метров. На Чарджоуской ступени мощность галогенных образований изменяется от 150 м на склонах поднятий до 850 м, а их стратиграфофациальный тип остается таким же, как и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. На Багаджинской ступени мощность отложений свиты превышает, по-видимому, 1000 м. В западном борту впадины отмечается резкое сокращение роли соляных пород в разрезе верхнеюрских отложений. Каменная соль содержит большое количество терригенного материала, прослоев ангидритов и глинистых доломитов. В районе Андхойского поднятия (Афганистан) мощность галогенных пород достигает 370 м, причем 150—200 м верхней части разреза сложены каменной солью. В центральной части впадины соляные породы образуют диапировые структуры вдоль Репетек-Келифской зоны поднятий (Попов, 1968а).

**Нижнемеловые соляные отложения.** Проведенные в последние годы исследования области погружения альпийских складчатых структур Юго-Западного Гиссара и примыкающей с запада территории Бешкентского платформенного прогиба показали, что в средней части разреза красноцветов, между пластом доломита альмурадской свиты и залегающих выше пластов гипса (ангидрита) появляется толща каменной соли. К настоящему времени установлено, что нижнемеловые соляные отложения распространены на площади около 20 тыс. км<sup>2</sup>. Судя по палеогеографическим данным и другим признакам, они распространены также далеко за пределами этой территории.

Мощность соленосной альмурадской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта возрастает в южном и восточном направлениях от 10—30 м (Адамташская, Караильская, Белесайнакская антиклинали) до 100—120 м (Кундалянская, Окузбулакская, Кызылхоразская площади) и, по-видимому, еще более. Каменная соль обычно серого цвета, содержит включения и прослои ангидрита, глины и местами калийных солей. На площади Бешкентского прогиба соляные отложения, залегающие в толще красноцветов неокома, вскрыты буровыми скважинами на целом ряде антиклинальных структур — Керкитагской, Алядунтауской, Сундуклинской и др. Мощность соляного пласта изменяется от 10—12 до 65—70 м.

Распространение в разрезе альмурадской свиты соляных пород, так же как и вся мощность верхнеюрских и меловых отложений, контролируется соседствующими тектоническими структурами. Соляные образования развиты только в пределах достаточно крупных прогибов: Дехканабадском, Карлюкском, Бешкентском. Мощность соленосных отложений альмурадской свиты, по геофизическим данным, увеличивается в сторону центральной части Хива-Мургабской впадины, поэтому нет оснований считать, что они отсутствуют среди образований неокома на обширных площадях левобережья р. Амударьи и, возможно, в Афгано-Таджикской впадине.

## Северный Кавказ

Территория Северного Кавказа включает две крупные и различно построенные тектонические области: Скифскую эпигерцинскую платформу (плиту) Предкавказья и мегантиклинорий Большого Кавказа, принадлежащий к альпийской складчатой системе. В основании геологического разреза развиты дислоцированные образования палеозойского и более древнего возраста, слагающие фундамент Скифской плиты. Почти повсеместно трансгрессивно и несогласно на складчатом фундаменте залегают породы юры — антропогена, образующие альпийский структурный комплекс осадочного чехла плиты. Во многих районах Предкавказья в качестве самостоятельного структурного этажа выделяется интенсивно, хотя и неравномерно, дислоцированный промежуточный комплекс отложений верхнепермско-триасового, а в некоторых случаях триасо-нижнеюрского возраста.

Скифская платформа ограничена с севера зоной Ростовского выступа (юго-восточное погружение Украинского кристаллического массива), сооружениями Донбасса и вала Карпинского, на юге границами этой территории являются складчатые сооружения Большого Кавказа, на западе и востоке — Азовское и Каспийское моря.

Современный структурный план Предкавказской платформы сформировался в результате сложных движений, в которых основную роль сыграли глубинные разломы и региональные дизъюнктивные нарушения, вдоль которых происходили подвижки блоков фундамента. Крупнейшим тектоническим элементом Предкавказья является сложно построенный Ставропольский свод, представляющий собой крупный выступ палеозойского складчатого основания, который отчетливо вырисовывается также и в осадочном чехле. Наивысшие отметки залегания фундамента (600 м) отмечаются в южной части структуры, в пределах Невинномысско-Армавирского вала.

К западу и востоку от Ставропольского свода фундамент испытывает значительное погружение: здесь выделяются крупные депрессионные зоны, заполненные многокилометровой толщей осадочных образований, — Азово-Кубанская, соответствующая Западному Предкавказью, и Терско-Кумская, охватывающая Восточное Предкавказье. В породах осадочного чехла выделяются Чернолесская и Восточно-Кубанская впадины, Западно-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы.

Краевую часть Скифской плиты (северное крыло мегантиклинория Кавказа на центральной его участке), расположенную между передовыми поргибами, образует Северо-Кавказский краевой массив. Он протягивается от р. Белой до р. Ардон и соответствует крупному выступу палеозойского фундамента, игравшего в альпийской структуре Центрального Кавказа роль поперечного поднятия. В структуре осадочного чехла массив очерчивается менее четко.

Область Северо-Кавказского краевого массива на протяжении большей части альпийского этапа являлась составной частью эпигерцинской платформы. Лишь в неогене, на орогенном этапе развития альпийской геосинклинальной системы Кавказа, она была вовлечена в воздымание последнего и образовала северное крыло мегантиклинория (Милановский, Хаин, 1963).

В современном тектоническом плане площадь распространения гаплогенных образований (50 тыс. км<sup>2</sup>) охватывает в пределах западного Предкавказья часть Западно-Кубанского передового прогиба, Восточно-Кубанский прогиб, Адыгейский выступ и Северо-Кавказскую моноклинали (рис. 2). В Центральном Предкавказье гипсоносные и соленосные толщи развиты на участках восточного обрамления Минераловодского выступа, моноклинали северного склона Кавказа, Кабардинской и Чернолесской впадинах. Далее на восток они установлены в Терско-Кас-

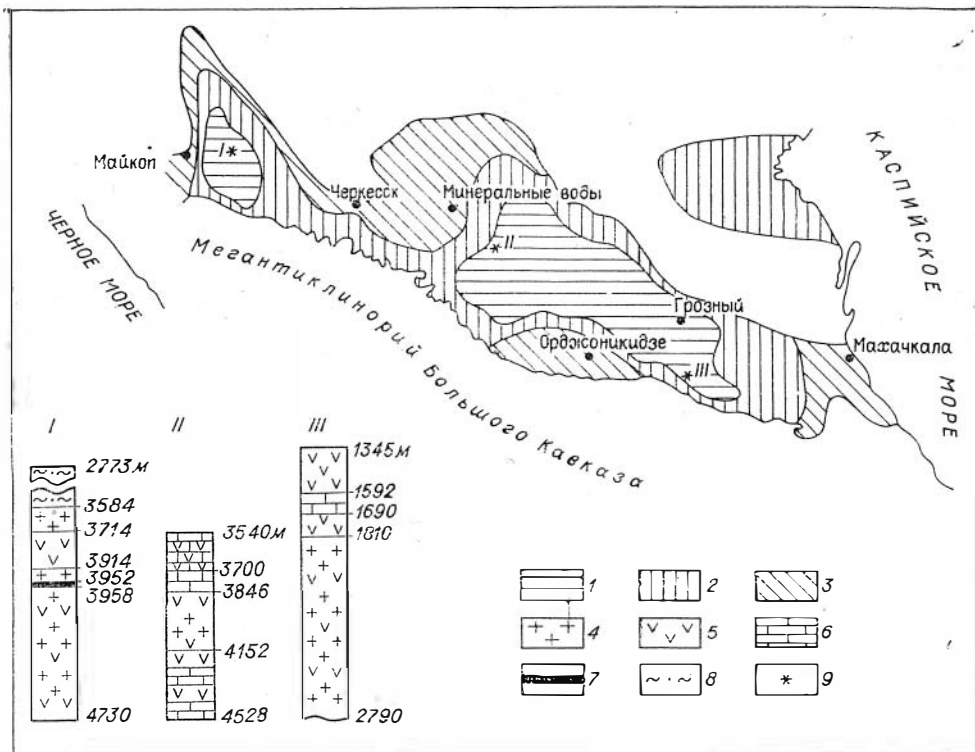


Рис. 2. Распространение верхнеюрских галогенных отложений на Северном Кавказе. I — Лабинская скв. 3, II — Маршинская скв. 4; III — Элистанжи, скв. 40. 1—3 — зоны распространения соленосных (1), гипсоносных (2) и карбонатных и пестроцветных (3) отложений; 4 — известняк; 5 — гипсы и ангидриты; 6 — доломиты; 7 — калийные соли; 8 — глины, алевролиты, песчаники; 9 — расположение опорных скважин.

пийском передовом прогибе и выходят в сводах крупных антиклиналей в Известняковом Дагестане. Гипсоносные отложения обнажаются в Юго-Восточном Дагестане и вскрыты скважинами в Прикумско-Тюленевской зоне поднятий. Они известны также в Рионской впадине на южном склоне Кавказа.

Строение разреза и мощность галогенных отложений значительно изменяется для различных районов рассматриваемой территории. Наиболее мощные и полные разрезы галогенных пород приурочены к участкам максимального погружения крупных прогибов (Восточно-Кубанского, Чернолесского и Терско-Каспийского), которые имели доверхнеюрское заложение и контролировали накопление галогенной толщи. К периферийным частям впадин и прогибов наблюдается фациальное замещение галогенных пород сульфатно-карбонатными и сульфатно-терригенными образованиями.

В общем кимеридж-титонские отложения Предкавказья представлены двумя типами разрезов. Первый из них в восточной части территории, характеризуется постоянным присутствием среди галогенных отложений отдельных пластов и пачек карбонатных пород. Второй, развитый на западе территории, имеет существенно галогенно-терригенный состав. Несмотря на значительную площадь распространения отложений кимеридж-титона, почти повсеместно выдерживается дву-членное строение их разреза.

На территории Западного Предкавказья, в центральной части Восточно-Кубанского прогиба, на юге непосредственно примыкая к поясу выходов верхнеюрских отложений на поверхность, образования

кимеридж-титона представлены сульфатно-соляным комплексом пород. Они вскрыты на Шедокском месторождении каменной соли и на ряде антиклинальных структур. Разрез сложен чередующимися пластами каменной соли, ангидритов, с редкими прослоями мергелей и глин. Наибольшая соленасыщенность разреза прослеживается на участке, вытянутом в меридиональном направлении между площадями Шедокской и Лабинской и приуроченном к зоне максимальных мощностей галогенной толщи (700—1200 м). Пласты каменной соли достигают здесь мощности 160 м.

Соленосная зона оконтуривается со всех сторон сульфатным комплексом отложений, в строении которого принимают участие ангидриты и гипсы с подчиненными прослоями пестрых глин, доломитов, известняков, мергелей. Мощность сульфатной пачки значительно меньше, чем сульфатно-соляной, и изменяется от десятков до 300 м. Далее к периферии площади распространения отложений кимеридж-титона, оконтуривая сульфатный комплекс пород, развиты прибрежно-континентальные терригенные отложения изменчивой мощности, представленные в основном пестроцветным глинисто-алевритистым материалом с примесью зеленовато-серых песчаных и мергелистых пород и гравелистов. Пестроцветная толща обрамляет Каневско-Березанский вал и юго-западный борт Ставропольского свода. Кроме того, терригенный комплекс отложений в качестве верхней пачки повсеместно в Западном Предкавказье покрывает галогенную толщу. Мощность перекрывающих терригенных отложений изменяется от 800 м в центральной части Восточно-Кубанского прогиба до нескольких десятков метров на периферии.

Прибрежно-континентальные песчано-глинистые отложения кимеридж-титонского возраста развиты также в северном борту Западно-Кубанского прогиба. В юго-восточной его части распространены терригенно-карбонатные и рифогенные отложения большой мощности.

На территории Центрального и Восточного Предкавказья титонский ярус характеризуется большим разнообразием слагающих его пород. Здесь развиты фации от континентальных до морских, причем нередко различные фациальные комплексы прослеживаются в одном разрезе.

Соляно-сульфатные отложения титонского яруса перекрываются пачкой сульфатно-карбонатных пород. Они вскрыты на многочисленных антиклинальных структурах в пределах Чернолесской впадины, Терско-Каспийского передового прогиба и моноклинали северного склона Кавказа. Состав их не выдерживается постоянным на всей площади распространения. В западной части (Кабардинская впадина и Северо-Кавказская моноклинали) разрез этих образований расчленяется на две пачки: нижнюю сульфатно-карбонатную мощностью 100—376 м и верхнюю сульфатно-соляную мощностью 54—306 м. Соленосная пачка часто обогащена терригенным материалом. Северо-восточнее, в прибортовой части Терско-Каспийского прогиба, вскрыта соляно-сульфатно-терригенная толща мощностью 115—400 м.

Сульфатно-соляной комплекс отложений огромной мощности (более 1000 м) вскрыт скважинами в юго-восточной части соленосного бассейна (площади Элистанжи, Варанды). Нижняя часть разреза (до 500 м) в этом районе представлена чередованием пластов ангидрита и каменной соли с прослоями карбонатных пород. Верхняя половина толщи (более 450 м) преимущественно соляная с редкими прослоями ангидрита. Этот разрез является наиболее соленасыщенным в кавказской ветви галогенной формации.

В Юго-Восточном, а также в Равнинном Дагестане титонский ярус представлен сульфатно-карбонатно-терригенными отложениями.

Сульфатно-соляной комплекс отложений Центрального и Восточного Предкавказья распространен на значительной площади. На западе

и юго-западе она ограничивается восточными склонами Северо-Кавказского краевого массива. На юго и юго-востоке соленосные отложения граничат с рифогенными и прибрежно-лагунными образованиями. На севере зона их выклинивания проходит по линии краевых мезозойских поднятий (Курское, Галюгаевское, Брагунское и др.), отделявших, по-видимому, юрский пригеосинклинальный прогиб от южного склона эпигерцинской платформы. Восточную границу площади распространения соляно-сульфатного комплекса мы условно проводим по линии западного окончания Терско-Сулакского прогиба, являющегося в мезозойское время частью Среднекаспийского срединного массива.

Глубины залегания сульфатных и соляных отложений титона на территории Предкавказья различны. Вдоль северного склона Кавказа они выходят на поверхность или залегают на глубине нескольких сотен метров. В этой области галогенные породы частично размыты и замещены на огромной площади карбонатными и терригенными брекчированными породами мощностью до 300 м. На остальной территории глубины залегания этих отложений велики и обычно превышают 2—3 тыс. м.

### Калиеносность соляных отложений

Калийные соли в виде рассеянной минеральной вкрапленности или отдельных небольших пропластков присутствуют в соленосных отложениях почти на всей территории их распространения, как в Средней Азии, так и на Северном Кавказе, однако крупные накопления калийных солей известны только в отложениях верхнеюрской гаурдакской свиты Юго-Восточной Туркмении и Юго-Западного Узбекистана.

Калиеносные отложения гаурдакской свиты в настоящее время установлены на территории около 30 тыс. км<sup>2</sup>, простирающейся вдоль правого берега р. Амударьи от г. Чарджоу на северо-западе до хр. Кугитангтау на юго-востоке. К югу они выходят за пределы изученного района, по-видимому, на левобережную часть Каракумов, а в северном направлении постепенно выклиниваются.

Залежи калийных солей разведаны в отложениях гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где они имеют преимущественно неглубокое залегание, на площади около 4 тыс. км<sup>2</sup> — Среднеазиатский калиеносный бассейн. Выявленная калиеносная зона вытянута с северо-востока на юго-запад на расстояние около 110 км, ширина ее изменяется от 10—15 до 40—50 км. В пределах этой зоны, или калиеносного бассейна, могут быть околонтурены четыре тектонически разобщенные калиеносные площади: Гаурдак-Тюбеготанская, Кугитангская, Карлюкская и Окузбулакская.

Большинство разведанных соляных месторождений расположено на наиболее спокойных в тектоническом отношении участках калиеносных площадей, приуроченных к пологим западным крыльям крупных брахиантиклинальных поднятий. Общая площадь земель, перспективных в отношении нахождения калийных солей, на глубинах, доступных для их освоения на современном этапе развития горнодобывающей промышленности, оценивается нами более чем в 1500 км<sup>2</sup> (Седлецкий, 1969).

В общем калиеносные отложения гаурдакской свиты представлены на описываемой территории двумя фаціальными типами разрезов. Первый из них, гаурдакский, характерен для месторождений северной части калиеносного бассейна — Гаурдакского, Тюбеготанского, Кугитангского. Он отличается небольшим (от 1 до 5) количеством калийных пластов, имеющих преимущественно сильвинитовый состав. Максимальная мощность отдельных пластов редко превышает 5 м.

Второй, карлюкский, распространен в южной части бассейна, в пределах тектонической ступени палеозойского фундамента, испы-

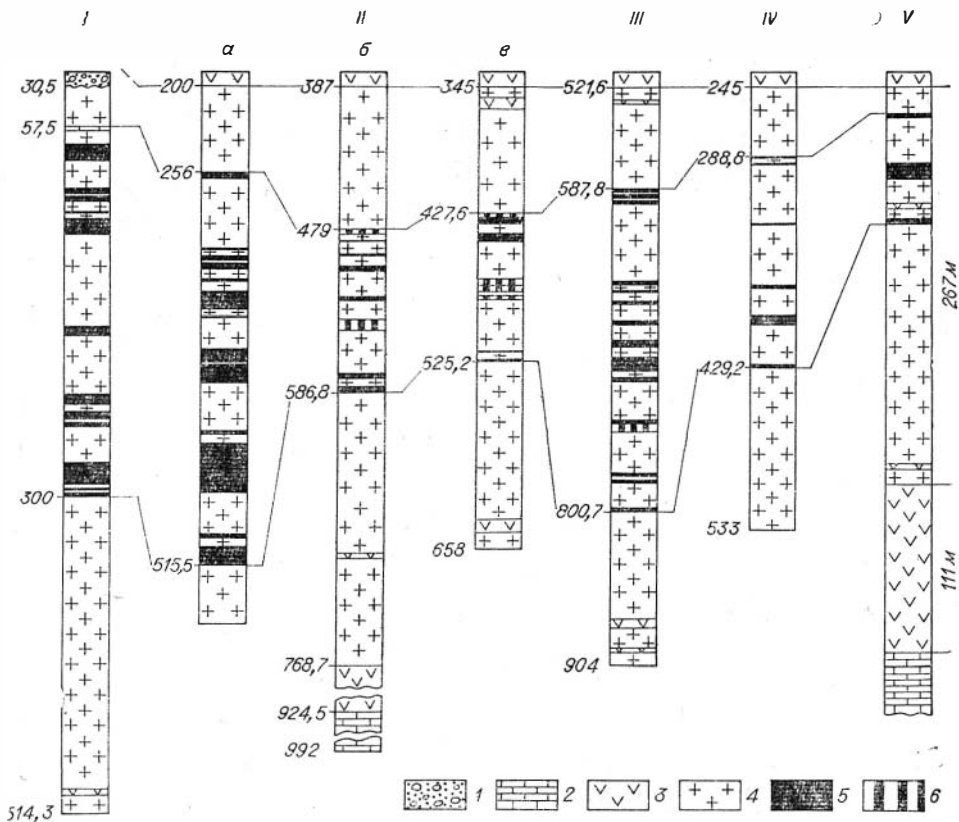


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов верхнеюрских калиеносных отложений Юго-Западного Гиссара.

I — Окузбулак, скв. 559; II — Карлюк, скв. 209 (а), 48 (б), 76 (в); III — Карабиль, скв. 114; IV — Куштанг, скв. 34; V — Хамкан, скв. 1—2. 1 — четвертичные отложения, 2 — известняк, 3 — гипсы, ангидриты, 4 — каменная соль, 5 — сильвинит, 6 — сильвинит-карналлитовые породы.

тавшей длительное конседиментационное прогибание. В разрезах карлюкского типа — на Карлюкском, Карабильском и Окузбулакском месторождениях — выделяются два или три хорошо стратифицированных калиеносных горизонта, содержащих до 11 калийных пластов. Мощность отдельных из них местами может достигать 25—30 м и более. Основная масса калийных солей имеет смешанный карналлит-сильвинитовый состав. Калийные соли Средней Азии характеризуются высоким содержанием хлористого калия (28—32%) и небольшим количеством примеси терригенных компонентов (рис. 3).

Мощные пласты калийных солей в отложениях гаурдакской свиты прослежены далеко к западу от известных границ калиеносного бассейна на равнинных пространствах Юго-Восточной Туркмении и Юго-Западного Узбекистана. Данные о строении соляных отложений, количестве калиеносных горизонтов, присутствующих в разрезе, их мощности и приблизительном содержании хлористого калия получены нами для этой территории на основе специальной методики в результате изучения и обработки каротажных материалов по большому числу скважин, пробуренных с целью поисков нефти и газа.

Наиболее мощный разрез калиеносных отложений с высоким содержанием хлористого калия пересечен на антиклинальной структуре Алядунтау в центральной части Бешкентского прогиба. Калийные соли прослежены также в разрезах верхнеюрской соляной толщи на Култакской, Сакарской, Уртабулакской и других структурах (рис. 4).

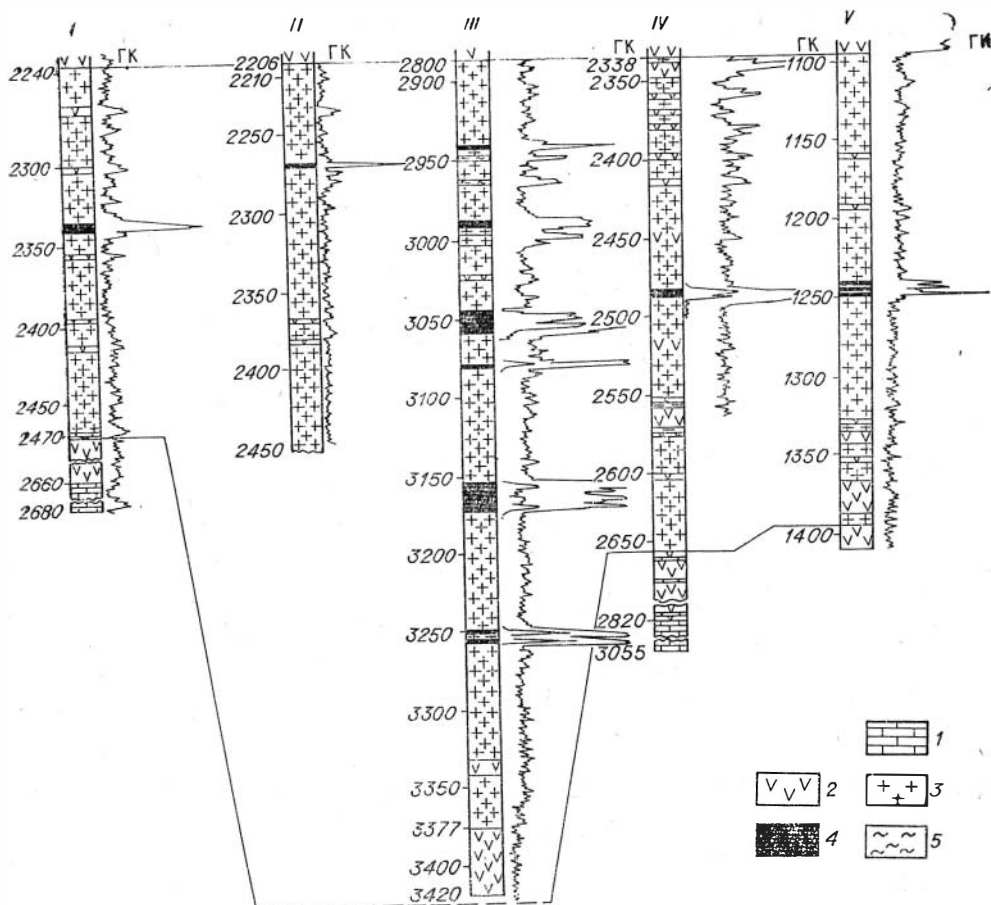


Рис. 4. Проявления калийных солей в Амударьинском районе в северной части Юго-Западного Гиссара.

I — Сакар, скв. 2; II — Култук, скв. 8; III — Алядунтау, скв. 2; IV — Каранль, скв. 2; V — Адамташ, скв. 5. 1 — известняк, 2 — ангидрит, 3 — каменная соль, 4 — калийная соль, 5 — глина.

Восточнее хребта Кугитангтау выделяется Байсунская калиеносная площадь, в пределах которой разведано Ходжанканское месторождение калийных солей. Перспективы площади выяснены недостаточно в связи с отсутствием данных о масштабе послеседиментационного размыва соляных отложений.

Среди нижнемеловых соляных отложений альмурадской свиты калийные соли известны только в южной части калиеносного бассейна, на Окузбулакском месторождении, где они представлены пластами сильвинитов небольшой мощности с повышенным содержанием терригенного материала\*.

Калиеносная провинция юга Средней Азии по своим размерам, запасам калийных солей и перспективности их промышленного освоения может быть поставлена в один ряд с крупнейшими соленосными областями (Седлецкий, 1972). Геологические запасы калийных солей только в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, залегающие на глубинах, не превышающих 1200 м от поверхности, составляют не менее

\* В. С. Поповым, одним из авторов настоящей работы, точка зрения о нижнемеловом возрасте солей Окузбулака не разделяется. Он считает, что выход соли связан с зоной тектонического нарушения.

30 млрд. т, а количество разведанных в настоящее время запасов — около 8 млрд. т. Общие же прогнозные запасы калийных солей на известной территории их распространения исчисляются, по нашим данным, огромной цифрой — более 150—200 млрд. т.

На большей части территории Северного Кавказа соленосные отложения залегают на значительной глубине (от 1,8 до 3,5—4 тыс. м), поэтому одним из основных методов изучения их строения, состава и условий калиеносности является интерпретация данных геофизических исследований в скважинах. Проведенное нами комплексное изучение диаграмм ГК, НГК с учетом данных кавернометрии и электрического каротажа позволило обнаружить в пределах Восточно-Кубанского прогиба пласты калийных солей.

В толще каменной соли на Кужорской площади по скв. 4, в интервале 3440—3638 м и на Лабинской площади по скв. 6, в интервале 3360—3970 м, по скв. 5, в интервале 4047—4054 м отчетливо вырисовывается несколько участков повышенной радиоактивности, связанной с присутствием в разрезе калийных солей сильвинитового состава. Пласты калийных солей имеют мощность от 5 до 16 м и содержат не менее 15% хлористого калия.

Другим признаком калиеносности верхнеюрских отложений Северного Кавказа является высокое содержание калия в связанных с ними рассолах. На многих площадях (Марьинская, Отказненская, Карабулак-Ачалукская и др.) содержание калия составляет 5—8,2 г/л, а на структуре Датых (скв. 11) вскрыты высокоминерализованные (362 г/л) рассолы с содержанием калия 14,8 г/л.

Приведенные материалы свидетельствуют о перспективности на калий рассматриваемых отложений, однако для оценки калиеносности всей территории прямых признаков явно недостаточно. Низкий выход калия солей на нефтеразведочных площадях, отсутствие в большинстве случаев радиоактивного каротажа скважин по соляной толще в значительной степени затрудняет выделение перспективных участков.

Данные палеотектонического анализа показывают, что областями наибольшего прогибания в период формирования титонской галогенной формации являлись впадины Лабинская, Кабардинская, Притеречная и Аргунская (рис. 5). Вскрытые в их центральных частях разрезы галогенных отложений отличаются большими мощностями (до 1000 м и более) и присутствием пачек каменной соли, местами слагающих почти весь разрез. Такие участки наиболее перспективны для формирования калиеносных залежей. Аргунский район отличается от других значительно меньшей глубиной залегания кровли галогенных отложений — 1800—2000 м.

Перспективность на калий других участков Предкавказья, характеризующихся значительными (до 900 м) мощностями галогенных образований, невелика, несмотря на довольно высокое содержание калия в рассолах некоторых нефтеразведочных площадей. Как показывают литолого-палеогеографические данные, большая часть территории была слабо изолирована от влияния морских и континентальных вод, что существенно сказалось на литологическом составе соленосных толщ. В соленосном разрезе преобладают несоляные породы, много примесей карбонатного и терригенного материала. Имеющиеся по этим разрезам каротажные данные свидетельствуют об отсутствии в соляной толще калийных солей.

Задача поисков калийных солей на Северном Кавказе сводится в настоящее время к анализу геологических и геофизических данных, получаемых при нефтеразведочном бурении и перспективных районах.

С верхнеюрскими соленосными отложениями на всей площади их распространения связаны высокоминерализованные рассолы с концент-



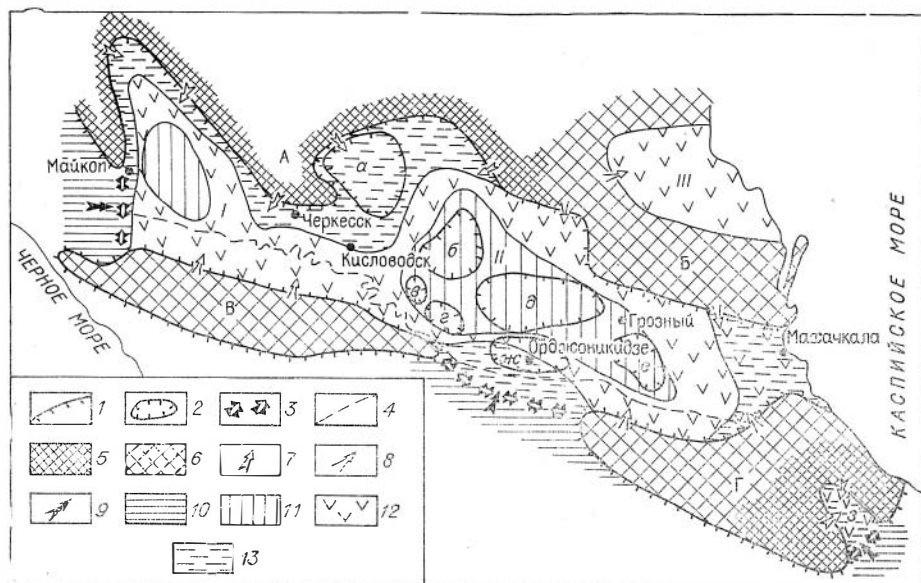


Рис. 5. Схема палеогеографии Северо-Кавказского бассейна в раннететонское время. Области суши: А — Ставропольский свод, Б — Прикумский срединный массив, В — краевые поднятия Центрального и Западного Кавказа, Г — краевое поднятие Восточного Кавказа. Прогiby: I — Лабинский, II — Терско-Сунженский, III — Северо-Дагестанский. Локальные впадины (на схеме): а — Чернолесская, б — Прикумская, в — Баксанская, г — Аргунданская, д — Притеречная, е — Аргунская, ж — Черногорская, з — Архитская, 1 — положение береговой линии в раннететонское время, 2 — локальные впадины, 3 — барьерные рифы, 4 — современный контур выходов на поверхность отложений титонского яруса, 5 — высокая суша, 6 — пенепленизированная суша, 7 — главные направления сноса терригенного материала, 8 — второстепенные направления сноса терригенного материала, 9 — направление движения морских вод, 10 — геосинклинальное море, 11 — солеродные участки бассейна, 12 — участки бассейна с повышенной соленостью, 13 — участки бассейна с нормальной соленостью.

рацией солей до 540 г/л. Помимо калия рассолы содержат много ценных компонентов, таких, как рубидий, цезий, бром, бор, стронций, йод (Соколовский, Седлецкий, 1970).

### Условия образования соленосных отложений

Формирование соленосных отложений происходило в условиях крупных внутриконтинентальных морей, занимавших систему прогибавшихся краевых впадин Русской платформы. На севере бассейн соленакпления ограничивался крупнейшими палеоподнятиями Кызылкум-Южнотяньшанского щита, Средне-Каспийского срединного массива и Ставропольского свода. С востока, юга и юго-запада он замыкался системой выступов Бадахшана, Северо-Афганского, Майманинского, Бадхызского и краевыми поднятиями Восточного, Центрального и Западного Кавказа.

Среднеазиатская ветвь бассейна, простиравшаяся от Каспийского моря на западе до границы с Китаем на востоке, соединялась с питающей морской провинцией через предплатформенный прогиб, расположенный к югу от Каракумской платформы, и Южно-Мангышлак-Устюртскую систему впадин, образующих в совокупности область подготовительных бассейнов, в которых концентрация рассолов достигала стадии садки гипса. В связи с этим галогенная формация на рассматриваемой территории сложена доломитами и ангидритами. Исключительно ангидритами сложены краевые части бассейна галогенной седиментации, тогда как на остальной ее части, наряду с ангидритовой, повсеместно развита галитовая субформация. Уменьшение мощности

галитовой субформации и ее отдельных пачек обычно сопровождается увеличением петрографической гетерогенности разреза.

Западная граница солеродного бассейна проходит по меридиану г. Геджек. В его западную часть морские воды поступали периодически и значительно чаще, чем в восточную, что нашло свое отражение в формировании пачек доломитов среди галогенных пород. В более восточные районы бассейна в течение образования соляной субформации продолжительное вторжение больших масс морской воды произошло только один раз, что привело к отложению пачки «промежуточных» ангидритов.

При длительном прогрессирующем осолонении бассейна галогенной седиментации в целом устанавливается следующая последовательность хемогенной седиментации: карбонатная → карбонатно-сульфатная → сульфатная → сульфатно-хлоридная → хлоридная (галитовая галит-сильвин-карналлитовая). Нередко в той или иной зоне осадки отдельных стадий седиментации выпадают из разреза.

На начальной стадии галогенеза наличие поднятий и некомпенсированных впадин, затрудняющих водообмен в бассейне галогенной седиментации, и интенсивное испарение обусловили изменчивость состава пород нижней карбонатно-сульфатной пачки, а местами даже формирование пластов каменной соли. В одних лито-фациальных зонах в раннем кимеридже, как и в оксфорде, длительное время продолжала существовать карбонатная седиментация, прерываемая относительно небольшими периодами накопления сульфатов. И только значительно позже сульфатная седиментация стала резко преобладающей.

Мощность сульфатной пачки ангидритовой субформации значительно варьирует в зависимости от глубины некомпенсированных впадин, в которых происходило отложение сульфатов. Имеющиеся в настоящее время геологические материалы позволяют считать, что она достигала 100 м. Возможно, что местами такие впадины были большей глубины, так как нижняя пачка солей также характеризуется резким изменением ее мощностей. О глубоководности этих отложений свидетельствуют также признаки формирования их в застойной восстановительной среде, на что указывает присутствие в ангидритах и каменной соли ряда площадей органического вещества, сероводорода и пирита.

К началу накопления солей верхней пачки условия седиментации существенно изменились. После отложения «промежуточных» ангидритов палеорельеф солеродного водоема был в основном сnivelирован. Верхняя пачка солей уже характеризуется довольно выдержанной мощностью, постепенно уменьшающейся от центральных к краевым частям конседиментационных прогибов. Более интенсивными становятся тектонические движения на прилегающей суше, о чем свидетельствует довольно широкое распространение терригенно-глинистого материала. Распределение его подчиняется определенным закономерностям на площади и в разрезе, которые обусловлены степенью удаленности от берега и ритмичностью осадконакопления. Интересно отметить, что в период непосредственно предшествующий отложению калийных солей, резко возростала роль континентальных вод. На это указывает широкое развитие пластов карбонатно-глинистой каменной соли, залегающей в основании калиеносных пластов.

Формирование солей, особенно верхней калиеносной части, происходило уже в мелководных условиях, обеспечивающих хорошую аэрацию осадков. На это, в частности, указывает преобладающая розовато-красная окраска верхней пачки солей галитовой субформации. Ее большая мощность свидетельствует об интенсивном прогибании дна в этот период существования солеродного водоема. Позже в бассейн проникает значительная масса морских вод, приведшая к его распреснению и образованию «покровных» ангидритов. Одновременно интенсивность прогиба-

ния дна бассейна уменьшается и становится меньше скорости накопления терригенных осадков и солеродный бассейн завершил полный цикл своего развития (Попов, 19686).

Благоприятные условия для накопления калийных солей существовали в северо-восточном входящем углу солеродного бассейна, ограниченном поднятиями Кызылкумов и Юго-Западного Гиссара. Накапливающиеся в заливе рассолы не были подвержены непосредственному влиянию поступающих с запада морских вод и поэтому могли достигать высокой степени сгущения.

Аналогичные условия могли также существовать на всей территории Афгано-Таджикской впадины, изолированной от остальной части бассейна и соединяющейся с ней только через узкий пролив, между поднятием Юго-Западного Гиссара и Северо-Афганским выступом.

Условия образования нижнемеловых соляных отложений существенно отличались от описанных выше, характеризующих время накопления верхнеюрской галогенной толщи. Кристаллизация солей альмурадской свиты происходила в более мелководной обстановке, что подтверждается целым рядом признаков. Галогенные отложения подстилаются и перекрываются мощными толщами красноцветных терригенных пород, образовавшихся в условиях континента или неглубоких лагун и пресных водоемов, о чем свидетельствуют находки пресноводной фауны.

В основании галогенного разреза залегает пласт первично-седиментационного известняка (доломитовый горизонт) с нормальной морской фауной (колонии кораллов, рудисты, брахиоподы, морские ежи), характеризующей небольшие глубины бассейна. Соляная толща имеет ритмическое строение, четко выраженную сезонную слоистость или полосчатость. Одним из литолого-батиметрических признаков, указывающих на мелководные условия заключительного этапа формирования галогенной толщи, является также внутриформационная брекчия, залегающая над ее кровлей. О небольших глубинах альмурадского солеродного бассейна в юго-западных отрогах Гиссарского хребта свидетельствуют также чрезвычайно извилистые очертания его береговой линии.

Соляные отложения гаурдакской и альмурадской свит относятся к бессульфатному типу. Осаждение их происходило из глубоко метаморфизованных рассолов, почти полностью лишенных сульфат-иона и других относительно неустойчивых компонентов морской воды. Количество сульфатных пород в разрезе соляных отложений уменьшается с запада на восток, по мере удаления от пролива, соединяющего солеродный бассейн с питающей морской провинцией.

На территории Северного Кавказа бассейн галогенной седиментации был, так же как и в Средней Азии, разделен на две части поднятиями Ставропольского свода и Минераловодского выступа. Обе части бассейна — западная и восточная — соединялись друг с другом узким морским проливом и через системы барьерных рифов сообщались с питающей морской провинцией.

В западной части рассматриваемой территории, отвечающей в современном тектоническом плане Восточно-Кубанской впадине, существовал обширный достаточно изолированный бассейн, который имел связь с открытым морем на западе через полосу барьерных рифов, расположенных между южной оконечностью Каневско-Березанского вала и краевым поднятием Западного Кавказа. В этом районе карбонатные отложения последовательно сменяются к востоку доломитовыми образованиями и далее сульфатно-соленосными. Максимальное прогибание дна впадины отмечается в районе г. Лабинска, где накопилась мощная (до 1200 м) соленосная толща. К концу титона произошло поднятие краевой части Русской платформы, обусловившее накопление над соленосными отложениями в прогибе 800-метровой толщи пестроцветных терригенных пород.

На территории Центрального и Восточного Предкавказья формирование отложений титона протекало в иных палеотектонических и палеогеографических условиях, чем в Восточно-Кубанской впадине.

Накопление осадков происходило в крупной депрессии, которая в современном структурном плане соответствует Терско-Каспийскому прогибу и Чернолесской впадине. Анализ мощностей отложений указывает на существование в пределах этой структуры нескольких локальных участков максимального прогибания. Терригенный тип осадков, источником которого являлся Ставропольский свод, накапливался только в пределах Чернолесской впадины. На остальной площади района осаждались преимущественно карбонатные и галогенные отложения. По-видимому, окружающая суша в пределах Прикумского и южных краевых поднятий была пенеппенизирована.

В первой половине титонского времени бассейн был более изолирован, что позволило накопиться в максимально прогнутых участках (впадины Прикумская, Аргуданская, Аргунская и, вероятно, Притеречная) мощным (до 800—1500 м) соленосным осадкам. Простирание этого соленосного бассейна в западной части было субмеридиональным, в восточной — субширотным. На юге и юго-востоке бассейн ограничивался крупными палеовыступами.

Периферийные участки соленосного бассейна — восточное окончание Дагестанского клина (Северо-Западный Дагестан, Предгорный Дагестан), платформенный склон Терско-Каспийского прогиба, северный склон Кавказа — характеризовались преимущественным накоплением прибрежно-лагунных фаций (органогенно-обломочные, оолитовые известняки, доломиты, гипсы). Титонский бассейн здесь носил мелководный характер, изобилуял многочисленными отмелями, низменными островами и полуизолированными котловинами.

Во второй половине титонского века проявилась более широкая связь восточного соленосного бассейна с открытым морем через пролив между краевыми поднятиями в зоне развития барьерных рифов (междуречье рек Псыгансу — Асса) и началась трансгрессия моря, которая продолжала нарастать в берриасе. Вследствие этого произошло понижение солености воды и накопление сульфатно-карбонатной толщи.

Сопоставление разрезов и характер их строения показывает, что Северокавказский соленосный морской бассейн испытывал многократные периоды опреснения и осолонения, но существовал как единое целое, не распадаясь на ряд замкнутых бессточных впадин.

В заключение следует отметить, что с верхнеюрской галогенной формацией юга СССР могут быть связаны перспективы нахождения не только новых крупных месторождений калийных солей, но также серы, целестина, флюорита, богатых микрокомпонентами минеральных вод и других полезных ископаемых. Полученные данные о распространении галогенных отложений, особенности их строения, изменения мощности и состава необходимо учитывать при поисках нефтяных и газовых залежей в отложениях подсолевого комплекса в пределах рассматриваемого региона.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

Белеловский М. Л., Седлецкий В. И., Коробка В. С. О соляной тектонике мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины. — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 103—115.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 356 с.

Попов В. С. Верхнеюрские галогенные формации внутриконтинентальных соленосных морских водоемов Средней Азии. — «Литология и полезные ископаемые», 1968а, № 1, с. 56—69.

**Попов В. С.** Условия образования калиеносных фаций (на примере верхнеюрской галогенной формации Средней Азии).— В кн.: Тр. Комиссии по осадочным породам при ОНЗ. М., «Наука», 1968б, с. 146—153.

**Седлецкий В. И.** Калийные соли Средней Азии.— «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 5, с. 129—139.

**Седлецкий В. И.** Новые данные о соленосных отложениях Хива-Мургабской впадины и мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— «Геология нефти и газа», 1970, № 9, с. 29—34.

**Седлецкий В. И.** Прогноз калиеносности верхнеюрской и нижнемеловой галогенных формаций юга Средней Азии.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с. 162—167.

**Седлецкий В. И., Байков А. А.** О нижнемеловых соляных отложениях Средней Азии.— В кн.: Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соле-накопления СССР. М., «Наука», 1970, с. 252—254.

**Седлецкий В. И., Байков А. А.** К вопросу о времени формирования мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и Бешкеншского прогиба.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, № 4, с. 54—61.

**Соколовский Л. Г., Седлецкий В. И.** Геохимические особенности и происхождение высокоминерализованных рассолов юга Средней Азии.— «Сов. геология», 1970, № 7, с. 101—112.

*А. Г. БАБАЕВ*

## **ПОСЛЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ЭВАПОРИТЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Рубеж палеозой — мезозой для территории Средней Азии характеризуется обособлением огромного блока земной коры, начавшего с этого момента развиваться по режиму платформенных областей. Лишь на юго-западе и крайнем юго-востоке Средней Азии располагались складчатые области Копетдагской и Памирской дуг альпийских геосинклиналей. Здесь следует отметить специфичность периода, предшествовавшего формированию платформенного осадочного чехла. По продолжительности этот период растягивается от пермского почти до конца триасового времени, причем по сущности геологических процессов он ярко отражает еще не утраченную гетерогенность территории. Так, если в районах, тяготеющих к возникшим и конседиментационно развивающимся разломам, в это время накапливаются сероцветные или пестроцветные терригенные толщи мощностью до 2—4 тыс. м, а в понижениях рельефа — маломощные пестроцветные бокситоносные образования, то на всей остальной, гораздо большей по площади, территории господствуют процессы эрозии и корообразования, а в Кураминском регионе продолжается активная вулканическая деятельность.

Несмотря на многообразие геологических процессов, протекавших в пермо-триасовое время, ведущее значение среди них принадлежит эрозии и корообразованию. Это объясняет почему, начиная с юрского периода, наступает выравнивание условий развития, отраженное не только в сходстве тенденций в эволюции седиментационных бассейнов, а также в тождестве вертикальных и латеральных рядов накапливавшихся формаций.

Важнейшей особенностью вертикальных рядов формаций осадочного чехла возникшей платформы следует считать наличие практически в каждом структурно обособленном регионе одной или нескольких толщ солей и ангидритов или только ангидритов, стратиграфический диапазон распространения которых растягивается от поздней юры до современного момента.

Самая нижняя толща солей и ангидритов, наиболее полно воплощающая всю сумму признаков, которые типичны для эвапоритовых формаций, образует кровлю юрских отложений. Она располагается между

карбонатной формацией келловей-оксфорда и красноцветной формацией неокома и распространена от западных предгорий Дарваза до восточных склонов Центрально-Каракумского свода на площади 500 тыс. км<sup>2</sup>. Верхнеюрская эвапоритовая формация завершает юрский седиментационный цикл, продуктом которого являются угленосная паралическая (лейас — доггер — нижний келловей), карбонатная (келловей — оксфорд) и соляно-ангидритовая или эвапоритовая (кимеридж — титон) формации. В поперечном сечении солеродного бассейна фациальный профиль эвапоритовой формации характеризуется ярко выраженной зональностью в размещении типов разрезов. Так, разрезы, располагающиеся в центральной части бассейна, обладают максимальными мощностями и состоят из двух свит ангидритов и двух свит солей, образующих два последовательно сменяющих друг друга ритма. Каждый ритм, начинающийся свитой ангидритов и завершающийся свитой солей, соответствует относительно длительной подготовительной и скоротечной самосадочной стадиям соленакопления. Следовательно, в развитии солеродного бассейна ясно выражены две стадии очень существенного нарастания минерализации вод, с которыми и связано формирование толщ каменной соли. Расчеты показывают, что продолжительность самосадочных стадий составляла всего лишь 10—15 тыс. лет, тогда как на завершение подготовительных стадий потребовалось около 500 тыс. лет. Следует подчеркнуть практически идеальную чистоту ангидритов и каменной соли в большинстве разрезов центральной части солеродного бассейна, прекрасную их коррелируемость и наличие в верхней галитовой свите от 2—3 до 5—8 неодинаковых по мощности и протяженности линз калийных солей.

Совсем иное строение имеют разрезы рассматриваемой формации в периферической части солеродного бассейна. Здесь они выражены всего лишь одним пластом ангидрита (20—60 м), который, скорее всего, является стратиграфическим аналогом ангидритов второго ритма соленакопления. В береговой зоне солеродного бассейна эти ангидриты выклиниваются, но не замещаются каким-либо иным типом пород. Напротив, по мере смещения в центральную часть бассейна, в зоне протяженных разломов, на участке шириной 0,5—5 км, такие однопластовые разрезы замещаются мощными, полными разрезами формации.

Эвапоритовая формация кимеридж — титона располагается между несомненно морскими мелководными карбонатными образованиями келловей — оксфорда и красноцветной формацией неокома, генезис которой трактуется по-разному. Однако независимо от того, считать ли последнюю континентальным или морским накоплением, очевиден ее бассейновый генезис. Это обстоятельство является едва ли не основным аргументом широко распространенной точки зрения о регрессивном, лагунном генезисе подстилающих красноцветную формацию эвапоритов. И действительно, площадь, занятая эвапоритами, гораздо меньше площади, на которой распространены карбонатная и красноцветная формации. Тем не менее ни первое, ни второе обстоятельство не убеждает в регрессивном, лагунном происхождении верхнеюрских эвапоритов. Если предполагать, что они формировались в процессе прогибания дна бассейна, то, учитывая накопление эвапоритов всего лишь за 500—515 тыс. лет, необходимо допустить громадные скорости прогибания дна бассейна. Однако такие скорости прогибания дна бассейна совершенно нереальны, поскольку в позднеюрское время рассматриваемая территория представляла часть обширнейшей эпипалеозойской платформы. В связи с этим следует соответствующим образом оценить факт проявления складкообразующих процессов, сопровождающихся зарождением или возрождением крупных по глубине проникновения и протягивающихся на сотни километров разломов, еще до накопления эвапоритов. Эти разломы обособили крупные блоки земной коры, пережившие одно-

актные глубокие погружения и превратившиеся к началу кимериджского века в обширные приразломные прогибы.

Далее, интересно отметить приуроченность осевых частей крупнейших современных депрессионных структур как раз к соответствующим зонам упоминавшихся приразломных прогибов. Все это дает основание считать верхнеюрские эвапориты не мелководными, а, наоборот, глубоководными образованиями. На это указывает и практическая их стерильность в абсолютном большинстве разрезов, приуроченность их максимальных мощностей к участкам, на которых поверхность подстилающей карбонатной формации имеет структурно-эрозионную природу и резкие градиенты мощностей в зонах разломов. Таким образом, верхнеюрские эвапориты, выраженные полными разрезами, трассируют наиболее глубокопогруженные части солеродного бассейна и представляют собой толщу компенсации. Следовательно, в данном случае, мощность эвапоритов отражает не масштаб прогибания, а глубину солеродного бассейна.

Позднеюрский солеродный бассейн не имеет ничего общего с лагуной. Он был связан с открытым морем и именно поэтому по мере смещения на запад и юго-запад, в зону открытого моря, эвапориты замещаются известняками, содержащими морскую фауну.

Площадь распространения следующей эвапоритовой толщи почти на полтора порядка меньше, и располагается она в красноцветной формации неокома. Она отмечена в юго-восточной части рассматриваемого региона, в зоне максимальных мощностей неокомских красноцветов. Здесь вновь надо обратить внимание на приуроченность нижнемеловых эвапоритов к осевой части раннемелового седиментационного бассейна. Хотя для нижнемеловых отложений границы фациальных зон протягиваются субшироко, а седиментационный бассейн был вытянут с востока на запад, в его продольном сечении ясно прослеживается асимметричность. К востоку от палеопрогиба, ясно выделяющегося на палеотектонических картах в районе Юго-Западного Гиссара и его предгорий, изолинии мощностей неокомских отложений сближены, тогда как к западу расстояние между ними больше. Как раз к зоне этого прогиба и восточному его борту и приурочены неокомские эвапориты. Они представлены пачкой ангидритов, залегающих над свитой доломитов, содержащих угнетенную фауну барремского возраста.

В данном случае наблюдается взаимосвязь между подстилающими морскими карбонатными образованиями и эвапоритами. Однако по остальным признакам нижнемеловые эвапориты совершенно несопоставимы с верхнеюрскими. Прежде всего они представлены только ангидритами, мощность и площадь распространения которых несравнимо меньше. Однако Т. С. Садыков \* считает, что в ряде разрезов неокома Таджикской впадины присутствуют не только ангидриты, но и соли. Это его мнение остается спорным, ибо им не приведено надлежащих доказательств о неюрском возрасте описанных им солей. Отметим далее, что ни в одной из многочисленных скважин, пробуренных в этом и смежных регионах, в неокомских отложениях солей не встречено. Таким образом, неокомские эвапориты характеризуются ограниченной площадью распространения, малыми мощностями, ангидритовым составом и расположением внутри формации, имеющей несомненно мелководный бассейновый генезис.

Следует предполагать мелководный генезис неокомских эвапоритов, а главной предпосылкой их формирования считать сложившуюся асимметрию палеоструктуры региона, за счет которой в пределах локального участка сосредоточились остаточные воды морского бассейна, трансгрессировавшего сюда во время барремского века. Отметим также, что

---

\* См. статью Т. С. Садыкова в настоящем сборнике.

эвапориты и подстилающие их доломиты как бы чужеродны вмещающей их красноцветной толще. Это отчасти подчеркивается несопоставимо большей площадью распространения последней.

Следующая, третья эвапоритовая формация располагается в верхней части разреза верхнемеловых отложений. Стратиграфически она в одних местах ограничена интервалом маастрихт — верхний палеоцен, в других — сантон — верхний палеоцен. Эта эвапоритовая формация сложена одним или несколькими пластами гипса или ангидрита, а максимальная ее мощность не превышает 80—100 м (средняя 30—40 м). Верхнемеловые эвапориты располагаются в восточной части Средней Азии, на площадях, которые к этому времени уже приобрели черты окраинных изолированных или полуизолированных от открытого моря водоемов. К числу таких окраинных водоемов относятся Ферганский залив, пролив между глыбой Северного Памира и южным островным обрамлением Ферганского залива и Пенджикентский залив. Как раз в этих водоемах мощности верхнемеловых гипсов максимальны и складываются они из одного или двух относительно мощных (20—50 м) пластов, между которыми располагаются глины, иногда песчаники и известняки. Эти позднемеловые эвапориты представляют собой типично лагунные образования, возникшие за счет локального, достаточно интенсивного повышения солености вод.

Следующая эвапоритовая формация возникла в неогеновое время в северо-западной части Ферганского залива. Начиная с олигоцена, этот регион стал вовлекаться в процесс постплатформенной орогении, поэтому степень его изолированности еще более возросла. Интересно отметить, что Ферганский регион в ходе своего тектонического развития постоянно оставался асимметричным, что в немалой степени определяло распределение формаций и их мощности. Так, в пермо-триасовое время главная ось впадины находилась в районе нынешних южных предгорий Туркестанского хребта, поэтому именно здесь располагаются наиболее полные разрезы пермо-триасовых отложений. В юрское время площадь осадконакопления распространилась далеко на север и восток, но главная ось впадины в это время находилась в районе нынешнего Ферганского хребта, откуда она, резко изгибаясь, отклонялась на юго-запад. С этим положением хорошо согласуется не только приуроченность к зоне главной оси максимальных мощностей юрских отложений, но и их преимущественно мелкообломочный состав.

В меловое и палеогеновое время главная ось находилась в районе современной ее оси, но южный фланг впадины был уже и круче, а северный шире и положе. В дальнейшем на фоне общей перестройки структуры региона за относительно короткий промежуток времени восточный ее борт приподнялся и, одновременно с общей регрессией палеогенового моря из Ферганы, морские воды сместились к ее северо-западному борту. Здесь, в условиях полной изолированности от моря возник солеродный водоем, в котором стала накапливаться соляно-ангидритовая толща, содержащая многочисленные прослои сероцветных мелкообломочных пород. Неогеновая эвапоритовая формация — типично континентальное образование, а площадь ее распространения составляет не более 4—6 тыс. км<sup>2</sup>.

Наконец, самой молодой эвапоритовой формацией в Средней Азии является сложный комплекс солей, формирующийся в настоящее время в заливе Кара-Богаз-Гол.

Приведенный краткий обзор показывает, что характернейшей чертой палеозойской истории развития Средней Азии следует считать неоднократное возникновение условий, благоприятствующих перерождению морских водоемов в солеродные. На это нельзя не обратить внимание потому, что за несравненно более продолжительный протерозойско-палеозойский этап развития на территории Средней Азии ни разу не



сложилось обстановки, которая стимулировала бы возникновение солеродных бассейнов, соизмеримых хотя бы с одним из рассмотренных. В то же время отчетливо обнаруживается необратимая эволюция послепалеозойских солеродных бассейнов Средней Азии. Она заключается в прогрессивном уменьшении их глубин и площади, в снижении непосредственного влияния открытого моря, и наконец, в изменении вещественного состава эвапоритов. Очевидно, резкая аридизация климата, начавшаяся в Средней Азии в келловейский век, способствовала формированию эвапоритов, но объяснить аридизацией все многообразие различных послепалеозойских эвапоритов невозможно.

*А. А. АЛЛАНОВ, Л. Г. ГАВРИЛЬЧЕВА*

### **ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЭВАПОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЮГО-ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ**

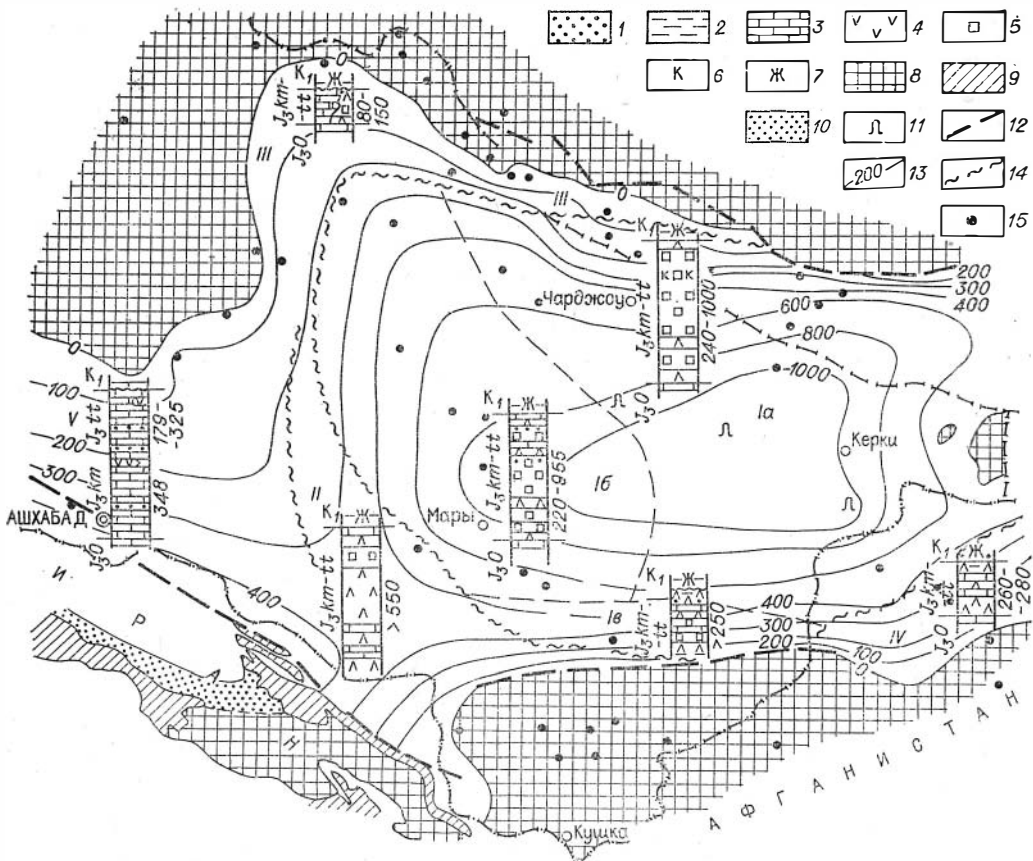
На обширной территории юго-запада Средней Азии развита мощная верхнеюрская эвапоритовая формация. В Восточном Туркменистане формация занимает площадь около 200 тыс. км<sup>2</sup>. Повсеместно ее подстилает карбонатная формация, а перекрывает в центральной части бассейна согласно, по периферии — с размывом красноецветная. Максимальной мощности (1000—1200 м) эвапоритовая формация достигает в центральных районах Восточного Туркменистана.

Данные многочисленных скважин, вскрывших формацию от кровли до подошвы, показывают, что мощность ее и строение разреза, в частности, количественное соотношение ангидритов и каменной соли существенно меняются по площади. В Восточном Туркменистане можно выделить 5 основных типов разрезов эвапоритовой формации (см. рисунок). Отложения каждого типа имеют характерный литологический состав и накапливались в определенной фациальной обстановке. Их можно поэтому считать литолого-фациальными комплексами.

Первый, сульфатно-хлоридный литолого-фациальный комплекс, развит в центральной части бассейна и объединяет три подтипа отложений.

Для Приамударьинского и Байрамалийского подтипов характерна максимальная насыщенность разреза эвапоритовой формации каменной солью: 80—90% (см. рисунок, I а, I б). В этих районах в основании формации находятся ангидриты, содержащие прослои известняков, иногда каменной соли. Мощности ангидритовых пачек составляют 60—90 м и более. Думается, что в зоне развития отношений такого типа смена карбонатного осадконакопления сульфатным происходила постепенно. Над ангидритами располагается толща каменной соли (25—200 м), выше которой прослеживается очень выдержанная и широко распространенная средняя пачка ангидритов (10—200 м). Основная часть каменной соли сосредоточена в вышележащих горизонтах, где в Приамударьинском районе (Iа) встречаются пласты и линзы калийных солей (Седлецкий, 1970; Бабаев, Рубходжаева, 1972). Мощность главной соляной свиты достигает 700 м, а общая мощность формации колеблется от 220 до 1200 м.

Специфика Байрамалийского подтипа состоит в том, что в главной соляной свите имеются горизонты солей, обогащенные комочками глины и песчаной примесью. Суммарная мощность таких солей составляет в среднем 30% от общей мощности формации.



Литолого-фациальные комплексы эвапоритовой формации верхней юры Восточного Туркменистана.

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — известняки, доломиты; 4 — ангидриты; 5 — галиты, 6 — калленосность; 7 — красноцветы; 8 — отсутствие формации; 9 — выходы формации на поверхность; 10 — несогласное перекрытие молодыми отложениями с выпадением нескольких формаций; 11 — диапиры; 12 — основные глубинные разломы; 13 — изопахиты; 14 — границы между литолого-фациальными комплексами; 15 — площади, по которым имеется скважинный фактический материал. Литолого-фациальные комплексы: I — сульфатно-хлоридный; II — хлоридно-сульфатный; III — терригенно-сульфатно-карбонатный; IV — карбонатно-сульфатный; V — карбонатный.

В скважине, пробуренной недавно на юге Восточного Туркменистана (площадь Каракель), установлен третий подтип сульфатно-хлоридного литолого-фациального комплекса (см. рисунок, I в). Здесь в соленосной толще отмечаются включения и прослои известняков. Вскрытая неполная мощность разреза составляет 250 м. Все это дает основание протягивать зону распространения разрезов I типа до Карабиль-Бадхызского района, откуда, по всей вероятности, в солеродный бассейн поступали пресные воды и терригенный материал.

Следующий литолого-фациальный комплекс занимает промежуточное положение между отложениями, образовавшимися в бассейне с нормальной соленосностью (V), и отложениями, образовавшимися в типично солеродном, и может быть назван хлоридно-сульфатным (II). К сожалению, информации по этому комплексу пока очень мало. Отношения такого типа вскрыты только на площади Шатлык, где имеется богатейшее газовое месторождение в надсолевых неокосских песчаниках. Из 550 м неполностью вскрытой толщи 70% приходится на долю ангидритов, 20% составляет каменная соль и 10% известняки. Вероятно, нижняя часть формации будет здесь сложена в основном ангидритами и известняками. Как видно, для зоны распространения разрезов

II типа характерно существенное уменьшение количества каменной соли и насыщение разреза ангидритами.

Территория, на которой развиты литолого-фациальные комплексы I и II типов, окаймляется зоной развития терригенно-сульфатно-карбонатного литолого-фациального комплекса (III). Последний отличается отсутствием каменной соли и ангидритовых пород и одновременно появлением карбонатных и терригенных пород морского и континентального генезиса. В пределах этой зоны даже на одной площади можно наблюдать замещение эвапоритовых пород терригенными и карбонатными, выклинивание пластов каменной соли и срезание формации меловыми отложениями.

В Северном Афганистане распространен карбонатно-сульфатный литолого-фациальный комплекс (IV), в составе которого преобладают ангидриты, с прослоями и пластами известняков, доломитов, реже глин и песчаников.

Таким образом, зональность эвапоритовой формации связана с различным соотношением в ней каменной соли сульфатов и карбонатов. Мощные толщи каменной соли сосредоточены в центральных участках формации. Связь солеродного бассейна с морским осуществлялась в районе Восточного Копетдага, где располагалась краевая часть киммеридж-титонского эпиконтинентального бассейна.

## ЛИТЕРАТУРА

Бабаев А. Г., Раубходжаева Т. С. Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М., «Недра», 1972. 176 с.

Седлецкий В. И. Литолого-фациальные особенности и условия калиенности мезозойских отложений юга Средней Азии.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 3. М., «Наука», 1970, с. 49—57.

*В. С. ПОПОВ, Р. Г. ОСИЧКИНА, У. С. КАСЫМХОДЖАЕВА,  
Л. Х. ДЖУРАЕВА, Д. Д. ДЖУМАҚЛЫЧЕВ, Х. Н. ТИЛЛЯХОДЖАЕВ*

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Палеогеографические исследования должны быть тесно взаимосвязаны с изучением вещественного состава галогенных формаций. В связи с этим целесообразно классифицировать соляные толщи по соотношению в них постоянных компонентов (Попов, Осичкина, 1973). Для соляной толщи верхнеюрской галогенной формации сульфатно-карбонатное отношение ( $\text{CaSO}_4/\Sigma$  карбонатов), характеризующее роль морского и континентального питания, как правило, меньше 1 (I тип). Так, для Тюбегатанского месторождения оно изменяется от 0,3 до 0,5, а на Ходжайканском месторождении еще ниже — от 0,05 до 0,16. Следует подчеркнуть, что наименьшим значениям указанным отношения соответствуют наибольшие значения бром-хлорного отношения. С этими стратиграфическими уровнями совпадают отложения калийных солей. Все вместе взятое подтверждает точку зрения о возрастающей роли вод континентального стока на стадии отложения калийных солей (Попов, 1968). Существует отчетливая зависимость состава карбонатов и глинистых минералов (Попов, Осичкина, 1971) от фациальных условий осадконакопления. В отложениях, образующихся на более высоких

степенях концентрирования рассолов, и в карбонатах, и в гидрослюдах закономерно увеличивается содержание магния и наряду с гидрослюдами, появляется хлорит.

Определенный интерес представляет карбонатно-силикатное отношение ( $\Sigma$  карбонатов/силикатный остаток), показывающее относительную роль бикарбонатов и терригенного материала в водах континентального стока. Для Верхнекамского, Старобинского месторождений и кембрийской соляной толщи Сибирской платформы оно колеблется в узких пределах (0,1—0,5). Для верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии карбонатно-силикатное отношение варьирует в более широких пределах, причем чаще наблюдается преобладание карбонатов над терригенной составляющей, т. е. этот коэффициент  $>1$ . Аналогичное соотношение, по данным Е. А. Яржемской (1954), наблюдается для Прикарпатской группы месторождений. Отмеченные различия, по-видимому, обусловлены изменением роли подземного и поверхностного стока, а также привносом золотого материала.

До последнего времени железо и марганец — элементы, широко распространенные в соленосных отложениях, остаются слабо изученными. В настоящее время прочно укоренилось мнение о том, что железо, марганец и ряд других элементов привносятся в солеродный бассейн в виде составных частей терригенного материала.

Первые данные, полученные нами, и обобщение пока еще немногочисленных материалов других исследователей по соляной толще верхнеюрской галогенной формации показывает, что аутигенные формы железа преобладают над железом, находящимся в глинисто-терригенном материале. Из анализа материалов по другим месторождениям следует, что в зависимости от интенсивности химического выветривания на водосборных площадях соотношение аутигенного и терригенного железа существенно меняется. При слабом химическом выветривании на водосборных площадях роль терригенного железа значительно возрастает (Старобинское месторождение), а иногда его, по-видимому, даже больше, чем аутигенного. Обращает на себя внимание значительное содержание закисного железа или его преобладание над окисным. Эти материалы указывают на то, что в солях присутствуют не только окислы и гидроокислы железа (гематит и др.), но и другие аутигенные минералы, в состав которых входит двухвалентное железо. Это прежде всего карбонаты, в меньшей мере — пирит в сероцветных отложениях. Преобладание закисного железа над окисным, выявленное для соляных пород Тутубулакского месторождения, характерно также для ряда других месторождений Советского Союза. Оно особенно резко выражено, когда в нерастворимых в воде остатках соляных пород отмечается повышенное содержание карбонатов. В отличие от солянокислой вытяжки для силикатного остатка водной вытяжки характерно обратное соотношение закисного и окисного железа — последнее резко преобладает.

Содержание железа и марганца в соляных породах верхнеюрской галогенной формации Средней Азии значительно ниже их кларка в земной коре. Марганцевый модуль очень редко находится на уровне кларкового модуля — 0,0215, обычно он в 2—4 раза меньше. Следовательно, для верхнеюрских соляных пород четко устанавливается более низкое содержание марганца по сравнению с железом.

В других соляных бассейнах отношение марганца к железу может быть иное. Так, для Припятского бассейна оно почти в 2 раза выше кларкового марганцевого модуля. Такие различия в содержаниях марганца обусловлены прежде всего особенностями состава пород питающих провинций и характером процессов выветривания на них.

Проведенные нами исследования солей показывают, что основное количество марганца переходит в солянокислую вытяжку в количестве от  $0,6 \cdot 10^{-4}$  до  $14,3 \cdot 10^{-4}\%$ , тогда как содержание марганца, переходящее

в водную вытяжку, не превышает  $5,1 \cdot 10^{-4}\%$ . В большинстве случаев кислотнорастворимого марганца в них в 2—3 раза больше, чем водорастворимого.

Несмотря на слабую изученность распределения марганца в соляных толщах, имеющиеся данные дают основания считать, что большая его часть входит в состав карбонатов. Содержание водорастворимого марганца возрастает вверх по разрезу, т. е. по мере перехода в отложения, сформировавшиеся во все более окислительной обстановке, когда марганец переходит в высшие формы валентности и происходит сорбция его окислов на глинистом материале.

Большой интерес в породах верхнеюрской галогенной формации представляют валентные формы железа, переходящего как в водную, так и в солянокислую вытяжку. Следует подчеркнуть, что валентные формы всего железа в породе (включая железо глинистых и терригенных минералов) менее определенно характеризуют их соотношение в период седиментации и раннего диагенеза осадков. По соотношению  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в разрезе соляной толщи четко намечаются уровни, характеризующиеся более восстановительными или более окислительными условиями формирования. Так, в нижней части соляной толщи отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  колеблется от 0,6 до 0,8, а в верхней части это отношение составляет 1—2 и более.

Соляные породы верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии сильно обеднены бромом. Анализ изменения бромхлорного коэффициента на площади показывает, что среднее содержание брома возрастает от периферии к центру соленосного бассейна. Эти данные и материалы изучения разноокрашенных сильвинов (Ибадуллаев и др., 1974) указывают на то, что содержание брома в солях определяется главным образом первоначально низким содержанием рассматриваемого элемента в исходных рассолах (за счет поступления вод континентального стока, десцендентных рассолов, адсорбции) и эпигенетическими процессами. Последние в значительной мере определяют распределением и формами нахождения в солях железа и марганца.

Несмотря на низкие содержания брома в соляных породах верхнеюрской галогенной формации, значение бромхлорного отношения как поискового признака на калийные соли, объективного критерия при стратификации соляных толщ и восстановлении истории развития бассейна полностью сохраняется.

Важной чертой в поведении рубидия является увеличение его содержания в различных типах соляных пород от периферии к центру соленосного бассейна. Содержание рубидия в сильвинитах Акбашского месторождения колеблется от  $0,5 \cdot 10^{-3}$  до  $18 \cdot 10^{-3}\%$ , Карабильского — от  $3,31 \cdot 10^{-3}$  до  $26,4 \cdot 10^{-3}\%$ , Карлюкского — от  $16,2 \cdot 10^{-3}$  до  $36,0 \cdot 10^{-3}\%$ , Лялимканского — от  $4,6 \cdot 10^{-3}$  до  $75,3 \cdot 10^{-3}\%$ ; в сильвинит-карналлитовых породах Ходжаиканского месторождения — от  $5,8 \cdot 10^{-3}$  до  $102,0 \cdot 10^{-3}\%$ , Карабильского — от  $6,2 \cdot 10^{-3}$  до  $49,0 \cdot 10^{-3}\%$  и Карлюкского — от  $11,2 \cdot 10^{-3}$  до  $47,2 \cdot 10^{-3}\%$ .

Первые определения таллия в верхнеюрских соляных породах показывают, что его содержание в каменной соли колеблется от  $0,30 \cdot 10^{-4}$  до  $4,83 \cdot 10^{-4}\%$ , в сильвинитах Акбаша — от  $0,44 \cdot 10^{-4}$  до  $1,79 \cdot 10^{-4}\%$ , в карналлит-силвинитовых породах Ходжаикана достигает  $0,81 \cdot 10^{-4}\%$ . Максимальные содержания таллия характерны для подошвы сильвинитовых пластов, что указывает на наибольшее его концентрирование в первых кристаллах выпадающего сильвина.

Изучение содержания и распределения меди по разрезам верхнеюрской соляной толщи ряда месторождений показало, что ее содержание изменяется от  $0,06 \cdot 10^{-6}$  до  $6,0 \cdot 10^{-6}\%$ . Установлено различное геохимическое поведение меди и марганца, ранее относимых к одной группе кластофильных элементов. Расчет коэффициента корреляции указывает

на тождественное поведение меди и лития в процессе галогенеза — они накапливаются в остаточной внутрикристаллической рапе. В связи с этим необходимо подчеркнуть необходимость расширения работ по изучению тяжелых элементов в рассолах, особенно седиментационного происхождения.

## ЛИТЕРАТУРА

**Валяшко М. Г.** Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 396 с.

**Ибадуллаев С. И., Попов В. С., Садыков Т. С.** Об изменении содержания брома и рубидия в сильвине.— «Узбекский геологический журнал», 1974, № 1, с. 48—51.

**Набиев М. Н., Осичкина Р. Г.** Калийные соли Тюбегатана. Ташкент, «Наука», 1965. 125 с.

**Калийные соли** и аксессуарные элементы Акбаша. Ташкент, «Фан», 1972. 123 с. Авт.: М. Н. Набиев, Р. Г. Осичкина, У. С. Касымходжаева, Л. Х. Джураева.

**Попов В. С.** Условия образования калиеносных фаций (на примере верхнеюрской галогенной формации Средней Азии).— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 146—153.

**Попов В. С., Осичкина Р. Г.** Глинистые минералы — индикаторы условий формирования соляных толщ.— В кн.: Химия и технология минеральных удобрений. Ташкент, «Фан», 1971, с. 155—177.

**Попов В. С., Осичкина Р. Г.** К вопросу об использовании постоянных компонентов соляных отложений при выяснении условий их формирования. № 6023—73 Деп., Ташкент, 1973.

**Яржемская Е. А.** Вещественный состав галопелитов.— «Труды ВНИИГ», 1954, вып. 29, с. 260—315.

*Т. С. САДЫКОВ*

## ГЕОЛОГИЯ, ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СОЛЕЙ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Соляные месторождения Таджикской депрессии по особенностям геологического строения и структурно-геоморфологической позиции подразделяются на две группы: пластовые и солянокупольные.

К первой относятся месторождения Тутбулак, Дарайнамак, Хунук и другие, расположенные в северной и восточной частях депрессии. Они отличаются пластовой формой залегания соленосных отложений и постепенными фациальными переходами между соляной толщей и вмещающими красноцветным образованиям.

На месторождении Тутбулак бурением установлено, что соляная толща залегает среди красноцветных отложений валанжин-готерива. Ее контакт с вмещающими породами, по-видимому, является стратиграфически нормальным, поскольку в переходной зоне наблюдается чередование тонкослойных ангидритов с прослоями «соляных глин». Соляная толща по простиранию постепенно замещается ангидритами, гипсами и загипсованными глинами. Ее мощность достигает 350 м.

Галогенная толща по литологическому составу делится на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя и верхняя — ангидритовые

(гипсоносные) сложены ангидритами (гипсами), огипсованными глинами, алевролитами и песчаниками; средняя собственно соленосная часть представлена чередованием пластов серо- и красноцветной каменной соли с маломощными слоями тонкослонистого ангидрита и «соляных глин», красноцветных и зеленовато-серых глин и алевролитов, с включениями доломита и ангидрита.

На месторождениях Тутбулак и Нурек, наряду с пластовым залеганием галогенных образований наблюдаются и солянокупольные структуры, в которых соляная толща нарушена и надвинута на породы баррем-апта, верхнего мела, палеогена и даже антропогена.

Ко второй группе относятся месторождения Кангурт, Алимтай, Саят, Танапчи, Пушион, Ходжамумын и другие, расположенные в центральной части депрессии. Для них характерны относительно небольшая (5—20 м) мощность гипсо-ангидритового кепрока, грибообразная форма залегания соляной толщи и тектонический характер контакта с верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Обе группы месторождений представляют собой отдельные выходы на поверхность единой нижнемеловой соляной формации в различных структурно-тектонических зонах Таджикской депрессии.

Все соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана имеют тождественный минеральный состав. Основные породообразующие минералы соляных месторождений — галит, ангидрит и гипс. Постоянно в составе каменной соли присутствуют ангидрит, доломит, кварц, гематит, реже гипс, сильвин, целестин, турмалин, кальцит, очень редко магnezит. Геохимический состав характеризуется наличием наиболее постоянных элементов-примесей соляных отложений — магния, алюминия, кремния, титана, марганца, железа. Калий (0,01—0,2%), литий (0,0002—0,003%), стронций (0,1—0,1%), рубидий (0,002—0,0007%), бор (0,001—0,04%) встречаются спорадически; очень редко присутствуют цирконий, ванадий, кобальт, никель. Увеличение концентрации и частота встречаемости этих элементов прямо пропорциональны нерастворимому остатку. Обращает на себя внимание равномерное содержание брома и одинаковая величина бромхлорного коэффициента в солях первой и второй групп месторождений.

Содержание брома в галите составляет 0,001—0,004%, что много ниже, чем в Юго-Западном Гиссаре и Бешкентском прогибе. Это, по-видимому, обусловлено более низкой концентрацией рапы в солеродном бассейне Юго-Западного Таджикистана. Выводы о бесперспективности соляных месторождений района на калий, бор, литий, рубидий и другие редкие элементы, сделанные Ш. К. Кабиловым, Н. П. Петровым, Г. М. Константиновым, Р. Г. Осичкиной, А. Н. Кузнецовой, В. В. Вировцем, подтверждаются результатами глубокого бурения.

В северной части Таджикской депрессии наблюдается налегание осадков нижнего мела на размытую поверхность юрских палеозойских отложений. В восточной ее части отсутствует карбонатная толща верхней юры и соленосные отложения налегают непосредственно на более древние красноцветные отложения. Следовательно, в позднеюрское время восточная часть Таджикской депрессии, по-видимому, испытывала поднятие, тогда как территория Юго-Западного Гиссара интенсивно погружалась (Бабаев, Акрамохджаев, 1960). Образование или сохранение верхнеюрских соленосных отложений, широко развитых на площади Юго-Западного Гиссара к востоку от меридиана Ордженикидзеабада, сомнительно.

Соленосные отложения Таджикской депрессии поэтому более обоснованно считать нижнемеловыми. Следует отметить, что они отличаются от юрских также и по своему составу.

В верхнеюрской соляной толще установлены сильвин, карналлит, риннит, а в меловых соленосных отложениях отмечаются только силь-

вин, причем в ничтожном количестве. Соляные породы верхней юры имеют повышенное содержание лития, рубидия, бора, которые связаны обычно с минералами конечных стадий галогенеза (сильвином, карналлитом) и седиментационными рассолами, тогда как соленосные отложения раннего мела отличаются низкими содержаниями этих элементов, причем они связаны с водонерастворимыми остатками (ангидритом, доломитом). В соленосной толще Таджикской депрессии отсутствует магнетит, который в юрских солях встречается весьма часто.

Из изложенного следует, что валанжинское море (Луппов, 1959), отлагавшее на западе пласты доломита, гипса и каменной соли, распространилось и на территорию Таджикской депрессии. С альмурадской свиты, как отмечает В. С. Лучников (1969), начинается существенно новый этап осадконакопления. Ее отложения, безусловно, являются осадками новой, неокомской трансгрессии.

Соленакпление происходило на фоне неравномерных опусканий, временно усложнившихся поднятиями дна самого водоема и прилегающих горных областей.

Более интенсивное поступление в солеродный бассейн речных вод и глинистого материала фиксируется образованием среди соляной толщи прослоев глин и пластов тонкослоистого ангидрита. Закономерное увеличение глинистых включений и прослоев ангидрита к периферии солеродного бассейна позволяет предположить, что галогенная толща Таджикской депрессии образовалась в лагунно-континентальных условиях.

Кулябская синклиналильная зона отличалась большей глубиной, чем смежные районы. Здесь скапливались морские воды, в значительной мере метаморфизованные. Они проникли также и в районы хребтов Петра Первого и Заалайского, на месте которых существовал пологий прогиб, вероятно, ограниченный с севера и юга пологими возвышенностями. Последовавшие затем тектонические движения андийской фазы вызвали быструю регрессию моря. Лагуны, находившиеся вблизи суши в восточном окончании хр. Петра Первого и Придарвазье, сильно обмелели, в них сформировались сероцветные карбонатные песчаники, глины, переслаивающиеся с гипсами и линзами каменной соли.

На площади Кулябской синклиналильной зоны, в том числе и Каратау-Санглакском районе, каменная соль накапливалась в более значительных масштабах. Здесь осоленный континентальный водоем был более обширным. Береговая линия залива на востоке доходила до Дарвазского хребта, на севере — до Душанбинского прогиба. Соленакпление здесь происходило на фоне дифференцированных опусканий, временно усложнившихся поднятиями дна самого водоема и прилегающих горных областей. Прогрессивное нарастание соленосности временами нарушалось вторжением пресных вод с суши, что фиксируется наличием среди соляной толщи слоев ангидрита и «соляных глин». Наибольшее количество их встречаются на месторождениях Тутбулак, Нурек, Даринамак, Хунук, находившихся в периферической части солеродного бассейна. В центральных его частях, где располагаются соляные месторождения Кулябской группы, образовались более «чистые» хлоридные соли натрия.

Однако концентрация рапы не достигала уровня, необходимого для садки сильвина, что, видимо, связано с условием тектонических движений в областях питания, в результате чего процессы галогенеза были прерваны поступлением пресных вод и глинистого материала с континентов.

Таким образом, можно утверждать, что галогенные отложения в Таджикской депрессии формировались в иных гидрохимических и палеогеографических условиях, чем верхнеюрская соленосная формация Юго-Западного Гиссара и Бешкентского прогиба.



## ЛИТЕРАТУРА

Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1960. 178 с.

Борнеман Б. А. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент, «Фан», 1940. 155 с.

Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М., «Недра», 1970. 288 с. (Труды ВНИГНИ, вып. 80). Авт. В. И. Браташ, С. В. Егулов, В. В. Печников, А. И. Шаламенцев.

Герасимова В. В., Седлецкий В. И. Калийные соли юга Средней Азии. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовского гос. ун-та, 1969. 79 с.

Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., «Недра», 1972. 328 с.

Луппов Н. П. Стратиграфия нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— «Труды ВНИГНИ», вып. 23, 1959. с. 167—180.

Лучников В. С. О положении границы юрской и меловой системы на юго-востоке Средней Азии.— В кн.: Проблема нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, «Ирфон», 1969, с. 22—28.

Шванов В. Н. Типы разрезов и стратиграфия нижнемеловых отложений Западного Таджикистана.— «Изв. отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР», 1961, вып. 1(3), с. 69—86.

*А. А. БАЙКОВ, В. С. ДЕРЕВЯГИН*

### **О ВЛИЯНИИ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СТРУКТУР НА ФОРМИРОВАНИЕ СОЛЯНЫХ ТОЛЩ МЕЗОЗОЯ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ГИССАРЕ**

На юге Средней Азии Юго-Западный Гиссар — наиболее изученная область развития мощных (до 800 м) соляных отложений верхнеюрского возраста (гаурдакская свита, кимеридж—титон), в пределах которой разведаны крупные месторождения калийных солей. Калиеносные отложения (до 120 м) установлены также в толще нижнемеловых пород (валанжин, альмурадская свита). Образование каменной и калийной солей в значительной мере определяется тектоническим режимом района соленакпления, подготовленностью различного порядка структур, их развитием в ходе садки солей и т. д. В связи с этим интересно рассмотреть (в развитии) и сопоставить структуры региона, которые в поздней юре и в раннемеловое время были заняты солеродным бассейном.

Юго-Западный Гиссар представляет собой эпипалеозойское горно-складчатое сооружение области новейшей активизации. Этот крупный положительный элемент (мегантиклиналь), имеющий северо-восточную ориентировку, отличается сложным тектоническим строением вследствие несовпадения планов деформаций герцинского и альпийского орогенеза. Он испытал эволюцию от геосинклинали (докембрий — палеозой) к платформе (мезозой — палеоген) и эпиплатформенному орогену (верхний олигоцен — неоген — четвертичное время). Платформенный этап развития территории охватывает несколько продолжительных трансгрессивно-регрессивных циклов, два из которых характеризуются образованием сульфатно-соляных толщ большой мощности.

Наиболее четким отражением герцинид являются флексурно-разрывные зоны, ограничивающие субширотные ступени фундамента. На крупные субширотные элементы, имеющие конседиментационную природу (Седлецкий, Байков, 1972), наложены субмеридиональные зоны складок новейшей истории мегантиклинали. Альпийские складки по интенсивности намного превзошли продолжающие формироваться субширотные структуры, отчего последние оказались замаскированными. Субширотная тектоническая зональность обнажающегося комплекса пород менее четко выражена, однако в платформенный этап развития она доминировала, подчиняясь такой же ориентировке палеозойских морфоструктур и разломов.

Распределение литолого-фациальных комплексов и мощностей юрских отложений в Юго-Западном Гиссаре и смежной территории платформы показывает, что здесь в юрское время существовали все основные элементы их современного структурного плана. На платформе такими элементами являются крупные субширотноориентированные блоки фундамента (Бухарская, Чарджоуская, Багаджинская и др.), ступенчато погружающиеся к югу, с различными градиентами мощности юрских осадков (Крылов, Мальцева, 1967; и др.). В Юго-Западном Гиссаре, который представлял собой часть платформы, погружение фундамента подчинено более сложной закономерности. Данные о структурной дифференциации региона в предгаурдакское время позволяют сделать вывод о чередовании здесь ступеней-поднятий и ступеней-впадин, унаследованных с позднегерцинского времени (Седлецкий, Байков, 1972). Ширина блок-ступеней примерно одинакова и достигает 40—50 км. Относительно приподнятыми ступенями являются Гаурдакская и Байсунская, опущенными — Чаршангинская и Тюбеготанская. Дифференцированные движения ступеней в мезозое — палеогене привели к формированию конседиментационных Гаурдак-Кугитангского и Байсун-Лянгарского поднятий, развивавшихся соответственно над Гаурдакской и Байсунской ступенями, а также Карлюкского и Дехканабадского прогибов, зало-

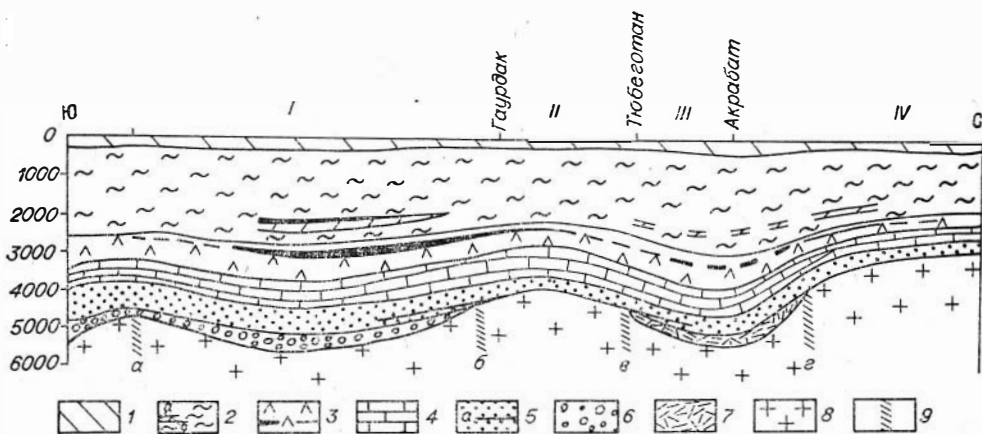


Рис. 1. Палеотектонический профиль мегантиклинали Юго-Западного Гиссара к началу неогена.

1 — глины, известняки, гипсы (палеоген); 2 — глины, ракушечники, алевролиты, песчаники, гипсы, каменная (а) и калийные (б) соли (мел); 3 — ангидриты, каменная и калийные соли (кимеридж — титон); 4 — известняки (келловей — оксфорд); 5 — глины, песчаники с пластами угля (верхний триас — средняя юра, а — нижняя граница отложений средней юры); б — пермо-триасовый комплекс; 7 — эффузивы палеозойского возраста; 8 — кристаллические сланцы, гнейсы, гранитоиды докембрия (?) — палеозоя; 9 — разломы, ограничивающие ступени фундамента, (а — Репетек-Донгузсыртский, б — Узункудукский, в — Северо-Кугитангский, г — Байсунский); субширотные структуры мегантиклинали: I — Карлюкский прогиб, II — Гаурдак-Кугитангское поднятие, III — Дехканабадский прогиб, IV — Байсун-Лянгарское поднятие.

женных над Чаршангинской и Тюбеготанской ступенями (Байков, 1967, 1970).

О различном гипсометрическом положении поверхности фундамента к концу геосинклинального этапа развития территории мегантиклинали свидетельствует широкое распространение в пределах Чаршангинской и Тюбеготанской ступеней немагнитной осадочно-метаморфической толщи, отождествляемой с пермо-триасовым комплексом, и эффузивов более древнего возраста (рис. 1).

Прямая унаследованность структур фундамента в раннем и среднем мезозое обусловила неравномерное распространение ниже- и среднеюрских терригенных и верхнеюрских (келловей — оксфорд) карбонатных образований. По данным сейсмогеологических исследований, мощность толщи нижней — средней юры резко увеличивается по направлению от Гаурдакской ступени к Чаршангинской. В пределах первой из них породы этого возраста отсутствуют, причем верхнебайосские морские образования ложатся на интрузивно-метаморфический комплекс фундамента (скв. 1—ТГУ, Гаурдакская брахиантиклиналь). В сторону Чаршангинской ступени резко уменьшается мощность рифогенных известняков позднего оксфорда.

Являясь конседиментационными структурами, субширотные элементы чехла, наследующие ступени фундамента, контролировали распределение осадков в заключительную фазу юрского и более поздних этапов развития мегантиклинали. Эта закономерность отчетливо проявляется в изменении состава и мощностей гаурдакской свиты (особенно ее соляного разреза — верхне-гаурдакской подсвиты) на фоне общего наклона ступеней к западу, в сторону Бешкентского (Предьюжногиссарского) прогиба.

При сравнении мощности сульфатной и соляной части гаурдакской свиты наблюдается одновременное сокращение или разрастание их разрезов. Это свидетельствует не только о структурной неоднородности

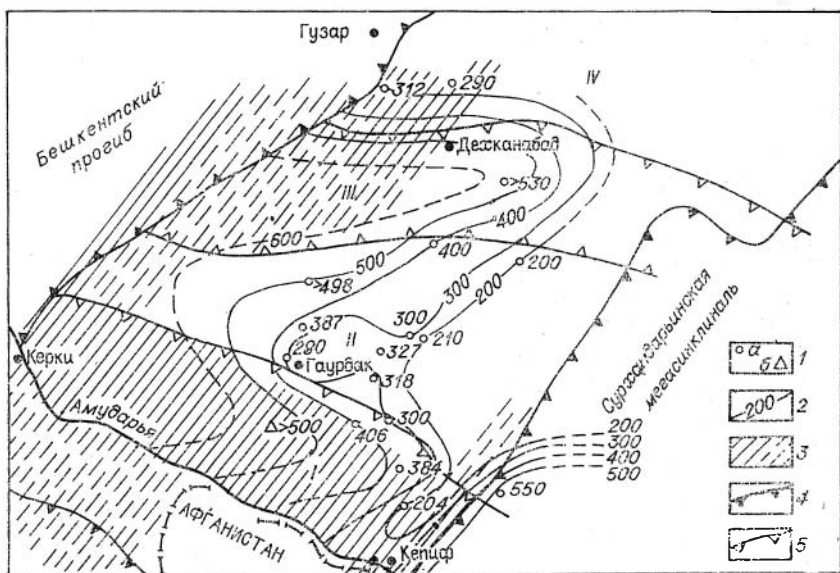


Рис. 2. Изменение мощности толщи каменной соли гаурдакской свиты в Юго-Западном Гиссаре.

1 — установленная мощность (а — по скважинам, б — по геофизическим данным); 2 — линии равных мощностей; 3 — область распространения соляной толщи нижнемелового возраста; 4 — границы мегантиклинали; 5 — границы поднятий и прогибов; I — Карлюкский прогиб, II — Гаурдак-Кугитанское поднятие, III — Дехканабадский прогиб, IV — Байсун-Лянгарское поднятие.

ложа солеродного бассейна к началу формирования толщи эвапоритов, но и о дифференцированных, одновременных с осадконакоплением однонаправленных движениях структур региона.

Наименьшую мощность калиеносная верхнегаурдакская подсвета имеет в пределах Гаурдак-Кугитангского (210—390 м) и Байсун-Лянгарского (290—320 м) поднятий. В сторону сопряженных с ними прогибов разрез подсветы быстро увеличивается до 500 м и более (рис. 2). Максимальное количество и наибольшая мощность калийных пластов наблюдаются в Карлюкском прогибе, испытывавшем интенсивное конседиментационное опускание, оптимальное для садки калийных солей. На площади относительно приподнятых ступеней калиеносность разреза резко уменьшается (Седлецкий, 1966).

Калиеносные площади различных тектонических ступеней Юго-Западного Гиссара отличаются также соотношениями между мощностью

Месторождение	$H$	$h$	$H/h$
<i>Гаурдак-Кугитангское поднятие</i>			
Акбашское . . . . .	170	11	15,4
Тюбеготанское . . . . .	250	18	13,9
Южно-Лялимканское . . . . .	240	10	24,0
Северное Гаурдакское . . . . .	210	8	26,2
Гаурдакское . . . . .	240	15	16,0
Кугитангское . . . . .	130	8	16,2
<i>Карлюкский прогиб</i>			
Карабильское . . . . .	180	18	10,0
Карлюкское . . . . .	170	45	3,8
Окузбулакское . . . . .	250	50	5,0

подстилающей каменной соли ( $H$ ) и мощностью калийных залежей ( $h$ ) (см. таблицу). Минимальные значения отношений (3,8—10,0), наблюдающиеся в пределах Карлюкского прогиба, свидетельствуют о том, что этот прогиб существовал в период садки калийных солей и определял место их наибольшего накопления. Необычное положение здесь карналлитсодержащих сильвинитов, наблюдаемых в основании калийного разреза, вызвано, по-видимому, поступлением в прогибающиеся зоны обогащенных маг-

нием рассолов из приподнятых областей, в частности, Гаурдак-Кугитангского поднятия (Седлецкий, Деревягин 1971а).

Влияние субширотных структур мегантиклинали в период образования соленосной толщи сказывается также на распределении брома, рубидия и других микроэлементов в калийных пластах региона (Седлецкий, Деревягин, 1970 а, б). Максимальные количества брома наблюдаются в сильвинитах, отложившихся на приподнятых тектонических ступенях. Повышенные концентрации рубидия обнаруживаются в карналлитах и сильвинитах, сформировавшихся на площадях, испытывавших наибольшее прогибание. Здесь же отмечается присутствие в соляных породах лития, цезия, таллия.

Одновременно с развитием в гаурдакское время преимущественно пологих поднятий и впадин, соответствующих субширотным ступеням фундамента, в Юго-Западном Гиссаре проявляются структурные линии северо-восточной ориентировки, усложняющие общий процесс соленакопления. К сводам крупных субмеридиональных антиклиналей — Кугитангтауской, Гаурдакской, Тюбеготанской — наблюдается сокращение мощности гаурдакской свиты; одновременно происходит выклинивание пластов калийных солей и изменение их состава. Наибольшее влияние на распределение соленосных отложений оказала Кугитангтауская антиклиналь, образование которой связано с оживлением Восточно-Кугитангского разлома. Антиклиналь разделила солеродный бассейн на две части. Мощность соляной толщи уменьшается на ее западном крыле до 210 м, на восточном склоне она достигает 550 м (Петров и др., 1971). Следует ожидать, что разрез гаурдакской свиты разрастается к

центральной части Сурхандарьинской мегансинклинали при его общем сокращении и здесь в сторону Гаурдак-Кугитангского поднятия.

Нижнемеловая галогенная формация в Юго-Западном Гиссаре значительно меньше распространена. На юге мегантиклинали она не выходит за пределы Карлюкского прогиба, резко выклиниваясь вдоль Узункудукского разлома, ограничивающего Чаршангинскую ступень. Эта толща установлена бурением в южной части Байсунской ступени, а также в Предьюжногиссарском прогибе, Сурхандарьинской мегасинклинали и ожидается в Дехканабадском прогибе. Мощность толщи, как правило, невелика (до 30—40 м) и достигает максимальных значений (120 м) в зоне Карлюкского прогиба. Здесь же она является калиеносной (Седлецкий, 1970).

Сопоставляя распространение, мощность, состав соляных формаций позднеюрского и раннемелового времени, исключив при этом масштабы соленакопления, можно утверждать, что структурный контроль этого процесса был единым, а сами структуры длительное время развивались в конседиментационном режиме. Незначительная по сравнению с юрским периодом контрастность структур разного порядка обусловила гораздо меньший масштаб мелового галогенеза сравнительно с юрским.

Относительно стабильный тектонический режим рассматриваемой территории на протяжении платформенного этапа, отчетливая унаследованная дифференциация ложа гаурдакского солеродного бассейна на конседиментационные поднятия и прогибы с оптимальной скоростью опускания последних явились благоприятным фактором для отложения на заключительной стадии его развития огромной массы калийных солей.

## ЛИТЕРАТУРА

Байков А. А. К тектонике Приамударьинской части мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— В кн.: Материалы юбилейной научно-технической службы Туркменской ССР, Ашхабад, 1967, с. 65—67.

Байков А. А. К тектонике мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— «Изв. АН ТССР. Серия физ.-тех., хим. и геол. наук», 1970, № 2, с. 119—127.

Крылов Н. А., Мальцева А. К. Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1967, с. 171.

Петров Н. П., Юлдашев Э. Л., Ишниязов Д. П., Мирахмедов М. М., Каржаув Т. К. О возможности промышленной серо- и целестиноносности Ходжаиканской площади.— «Узбекский геологический журнал», 1971, № 6, с. 9—11.

Седлецкий В. И. История геологического развития Гаурдак-Кугитангской зоны поднятия.— «Изв. АН ТССР. Серия физ.-тех., хим. и геол. наук», 1966, № 2, с. 122—124.

Седлецкий В. И. Новые данные о соленосных отложениях Хива-Мургабской впадины и мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— «Геология нефти и газа», 1970, № 9, с. 29—34.

Седлецкий В. И., Байков А. А. К вопросу о времени формирования мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и Бешкентского прогиба.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, № 4, с. 54—61.

Седлецкий В. И., Деревягин В. С. О распределении рубидия в соляных отложениях калиеносного бассейна Средней Азии.— «Геохимия», 1970, № 9, с. 1125—1130.

Седлецкий В. И., Деревягин В. С. Особенности распределения брома в соляных отложениях юга Средней Азии.— «Геохимия», 1971а, № 1, с. 92—100.

Седлецкий В. И., Деревягин В. С. Особенности распределения элементов-примесей в соляных отложениях Средней Азии в связи с условиями их образования.— В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. М., 1971б, с. 851—852.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
ОБРАЗОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
КИМЕРИДЖ-ТИТОНА  
НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА  
И ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Накопление галогенных отложений верхнеюрского возраста на территории Северного Кавказа и Предкавказья происходило в обширном морском бассейне, занимавшем южные подвижные участки эпигерцинской Скифской платформы. В течение нижней и средней юры на этих участках, непосредственно примыкающих к зоне геосинклинального развития Центрального Кавказа, формировались морские терригенные, преимущественно глубоководные глинистые отложения.

В геологической перестройке территории Северного Кавказа важную роль сыграли тектонические движения предкелловейской адыгейской фазы складчатости, имевшие региональное распространение. Наиболее интенсивно они проявились в полосе Главного Кавказского хребта. Здесь образовались инверсионные поднятия, слияние которых с унаследованными от герцинского цикла положительными структурами привело к образованию единой интрагеоантиклинали Большого Кавказа (Ростовцев, Никанорова, 1970).

На огромной территории Предкавказья в результате поднятий предкелловейских движений заметно сократились границы среднеюрского седиментационного бассейна и объем накапливающихся осадков; море сохранилось на юге, в унаследованных краевых впадинах Скифской платформы. Обширная суша, занимавшая в среднеюрский период платформенную область западной и центральной частей Предкавказья, захватила теперь и восточную часть Предкавказья, оставив узкую полосу моря лишь в районе Северного Дагестана. Таким образом, к началу позднеюрской эпохи область Северного Кавказа и Предкавказья становится замкнутой. Крупный седиментационный бассейн, выполняющий ряд прогибов этой области — Восточно-Кубанский, Чернолесский, Терско-Сунженский, на севере был ограничен поднятиями Каневско-Березанского вала и Ставропольского свода, на северо-востоке и востоке — Каспийской и Дагестанской сушей, на юге — краевыми поднятиями Большого Кавказа. На отдельных участках (р. Курджипс, верховья рек Терек и Ардон) границы бассейна служили барьерные рифы. Образовавшийся структурный план, а также стабилизация тектонического режима в течение келловея — кимериджа, в условиях аридизации климата способствовали интенсивному карбонатообразованию на рассматриваемой территории в оксфордский и кимериджский века; поступление терригенного материала в бассейн седиментации в это время резко сократилось. Ослабление нисходящих движений в оксфордский и кимериджский века выразилось в мелководном характере и незначительных мощностях отложений (несколько десятков — первые сотни метров). Относительно глубоководные условия существовали лишь в центральных частях зон погружения, в которых накапливались пелитоморфные известняки, мергели, глины.

Литолого-фациальный анализ отложений титонского яруса показывает, что на некоторых окраинных участках рассматриваемой территории (Каневско-Березанский вал, Ставропольский свод, краевое поднятие Восточного Кавказа) в предтитонское время проявились восходящие движения. Это выразилось в развитии терригенных образований на периферии прогибов. Тектонические подвижки в конце кимериджа не из-

менили структурного плана территории Северного Кавказа и Предкавказья. Ее развитие в титонский век продолжалось унаследованно от предшествующих этапов, что наглядно проявляется в идентичной изменчивости фаций и мощностей всех ярусов верхнеюрской эпохи. Однако эти движения сыграли, по-видимому, решающую роль в становлении солеродного бассейна седиментации. Они вызвали подъем в областях шельфа на границе с геосинклинальными морями (р. Курджипс, Сев. Осетия, г. Шахдаг), что привело к их обмелению. На внешних краях шельфа образовались устойчивые зоны прогибания, где в обстановке теплой, чистой и спокойной морской воды на небольших глубинах (порядка 20 м) в титонский век происходило стабильное биогенное карбонатообразование, приведшее к созданию мощных рифовых сооружений (до 800 м в бассейне р. Курджипс, до 400 м в Сев. Осетии). Подводные поднятия с барьерными рифами еще больше изолировали Северо-Кавказский бассейн от геосинклинального моря и служили областями проливов, регулируемыми гидродинамический режим бассейна. Зоны поднятий с длительным устойчивым сохранением тектонического режима обеспечивали бассейну положительный солевой баланс. Это обстоятельство в сочетании с другими факторами обусловило накопление мощной толщи галогенных пород.

Мощности отложений титонского яруса резко увеличиваются по сравнению с мощностями образований предшествующих веков. В центральных частях впадин и прогибов мощности достигают 1000—1500 м и более, к окраинным частям они уменьшаются до первых сотен метров. Причем увеличение мощности титонских отложений происходит за счет возрастания мощности соленосных пород, слагающих большую нижнюю часть разрезов.

Особенности распределения мощностей отложений в верхнеюрскую эпоху свидетельствуют о том, что в нижнетитонское время в области депрессий, существовавших в Предкавказье, происходили интенсивные опускания некоторых участков (впадины Лабинская, Прикумская, Аргунская, Притеречная), компенсируемые накоплением толщи соленосных осадков (до 800—1500 м).

Таким образом, на территории Северного Кавказа и Предкавказья в первую половину титонского века создались условия, способствовавшие интенсивному накоплению соленосных отложений. Такими условиями являлись: аридный климат; затрудненный водообмен в области пролива между бассейном и морской питающей провинцией (геосинклинальным морем); ослабление тектонических восходящих движений окружающей суши, влияние которой сказалось на составе осадков только в прибрежной полосе; интенсивное прогибание некоторых участков бассейна.

Северо-Кавказский бассейн получал водную массу из соседнего геосинклинального моря с нормальной соленостью по мере испарения и падения уровня воды в нем. Связь бассейна с морской питающей провинцией на юге и западе подтверждается идентичностью комплексов фауны, распространенных в титонских карбонатных отложениях на Северном Кавказе и прилегающих районах — на южном склоне Главного Кавказского хребта, в Крыму (Пчелинцев, 1932; Химшиашвили, 1967) и Средней Азии. Общими формами являются теребратулы, лимы, экзогирь, криптопловусы, истерии и др.

Проведенный нами обзор титонской фауны на Северном Кавказе позволил выявить явно выраженную приуроченность некоторых родов к определенным районам. Так, в западной части Северного Кавказа распространены астартиды, ауцеллы, фолодомиды. Для восточной части характерны устрицы, модиолы, лимы, люцины и др. Различия в комплексах фауны запада и востока области Северного Кавказа свидетельствует о существовании здесь в титонское время двух бассейнов. Эти

бассейны, по-видимому, периодически соединялись друг с другом, вследствие чего некоторые формы (экзогиры, венерикардии и др.) встречаются повсеместно на рассматриваемой территории.

Исходя из пространственного положения соленосных отложений и их мощностей, следует полагать, что в наиболее погруженных участках дна бассейна находились утяжеленные высокоминерализованные рассолы, из которых кристаллизовалась каменная соль, а также калийные соли, обнаруженные по данным радиоактивного каротажа скважин на Кужорской и Лабинской структурах. Эти рассолы скапливались здесь, вероятно, в результате стекания их с приподнятых участков под действием гравитационных сил.

В центральных частях впадин существовала, по-видимому, значительная глубина солеродного бассейна (порядка 100 м и более). Каменная соль таких участков, поднятая в керне с глубины 3000—4500 м из разрезов галогенных отложений, характеризующихся большими мощностями (Лабинский прогиб, Аргунская впадина и др.), отличается массивно-зернистой текстурой, отсутствием песчано-глинистого материала и слоистости. В соленосной толще погруженных участков среди карбонатных прослоев наблюдаются лишь глубоководные пелитоморфные известняки, редко доломит сгустково-мелкозернистый.

Для соленосной толщи окраинной части бассейна (площади Шедокская, Баракаевская, Баксанская и др.) характерно частое переслаивание соли и гипс-ангидритовых пород, присутствие в солях включений гипса, ангидрита, терригенного материала; в сульфатных породах наблюдаются знаки ряби. В процессе микроскопических исследований на Шедокской площади в известняках и гипсах соленосной толщи обнаружены обуглившиеся растительные остатки. Эти признаки свидетельствуют об отложении галогенных пород в мелководных условиях и несколько неустойчивом тектоническом и гидрохимическом режиме в прибрежной полосе солеродного бассейна. Это обстоятельство подтверждается также широким развитием на северном склоне Кавказа пластовых брекчий, связанных с явлениями палеокарста, которые указывают на неоднократные кратковременные поднятия из-под уровня моря части дна бассейна в титонское время.

Конец процесса соленакопления в Лабинском (Восточно-Кубанском) прогибе сопровождался, по-видимому, активизацией восходящих движений в области Ставропольского свода, что привело к возрастанию поступления терригенного материала в солеродный бассейн и загрязнению им верхней части соляного разреза.

Изолированно от Северо-Кавказского солеродного бассейна существовали небольшие водоемы с повышенной соленостью в пределах Юго-Восточного (Архитская впадина) и Северного (Равнинного) Дагестана. В первом из них после обновления тектонического режима района (поднятия над уровнем моря Центрального Дагестана) в начале титонского века накапливалась терригенная толща (до 75 м), местами гипсоносная и с пропластками карбонатных пород. Отложения распространены незначительно, не выдержаны по мощности и составу. Терригенный материал привносился в бассейн с краевого поднятия Восточного Кавказа. Связь с питающей морской провинцией осуществлялась на юге (в районе г. Шахдаг), на что указывает характер распространения морских отложений.

Образование гипсоносно-доломитовой толщи в районе Северного Дагестана происходило в платформенных условиях. Эта часть Восточного Предкавказья в предоксфордское время была изолирована от Терско-Сунженского прогиба субширотным валом (Сократов, 1968) — Прикумским срединным массивом, который сочленялся на западе со Ставропольским сводовым поднятием, на востоке — с Каспийской сушей. Это способствовало в условиях аридизации климата формированию



в оксфордский и кимериджский века толщи доломитов с многочисленными включениями гипса.

После некоторого перерыва в осадконакоплении (предтитонские движения), подтверждаемого наличием песчано-гравелитовых прослоев на размытой поверхности доломитовой толщи (площади Равнинная, Солончаковая), отмечается дальнейшее развитие лагунных условий в титонское время. В изолированном бассейне с незначительным прогибанием дна водоема происходило накопление преимущественно гипсово-доломитовых отложений (до 130 м). Приток морских вод нормальной солености в бассейн осуществлялся с севера.

На основании изложенного выше можно отметить, что рассматриваемая территория в позднеюрскую эпоху переживала квазиplatformенный этап развития и характеризовалась аридным климатом и регрессивным циклом осадконакопления. Лишь на небольшом участке — на севере Дагестана — лагунный бассейн существовал в платформенных условиях.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Пчелинцев В. Ф.** Титон Кахетии.— «Изв. Всесоюзного геологоразведочного объединения», 1932, т. 51, вып. 61, Л., Геолразведиздат, с. 887—906.

**Ростовцев К. О., Никанорова Л. А.** Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре.— «Сов. геология», 1970, № 5, с. 3—19.

**Сократов Б. Г.** Киммерийский тектогенез и прогноз нефтегазоносности юры в Восточном Предкавказье.— «Геология нефти и газа», 1968, № 1, с. 28—33.

**Химшишвили Н. Г.** Позднеюрская фауна моллюсков Крымско-Кавказской области. Тбилиси. «Мецниереба», 1967. 186 с.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

---

Предисловие . . . . .	3
<i>А. Л. Яншин.</i> Основные проблемы соленакопления . . . . .	5
<b>Часть I.</b>	
<b>Закономерности пространственного и возрастного размещения соленосных серий и палеогеографические проблемы соленакопления . . . . .</b>	<b>16</b>
<i>А. А. Иванов.</i> Основные типы соленосных формаций . . . . .	—
<i>М. П. Фивег.</i> Палеогеографические проблемы соленакопления и формирования калийных пород . . . . .	25
<i>Ю. В. Багалин, Е. Ф. Станкевич.</i> Континентальные соленосные отложения и условия их формирования . . . . .	34
<i>А. И. Отрешко.</i> Проблема восстановления контуров галогенных бассейнов . . . . .	49
<i>В. И. Созанский.</i> Соленакопление в свете идей новой глобальной тектоники . . . . .	52
<i>М. А. Жарков.</i> Этапность, объем и площадь палеозойского соленакопления . . . . .	57
<i>В. И. Раевский, Н. М. Джиноридзе.</i> Зональность размещения мезокайнозойских морских соленосных отложений . . . . .	88
<i>Р. Н. Валеев, С. М. Корневский.</i> Тектоническая приуроченность соленосных бассейнов (на примере Русской платформы) . . . . .	93
<i>Я. Я. Яржемский.</i> Особенности формирования отложений разных стадий калийно-сульфатного галогенеза . . . . .	98
<i>Л. М. Гроховский.</i> О диагенезе соленосных осадков и его связи с условиями питания бассейнов соленакопления . . . . .	102
<i>В. И. Виноградов.</i> О признаках былого существования эвапоритовых отложений в раннем докембрии (по данным изотопного состава серы) . . . . .	105
<b>Часть II.</b>	
<b>Физико-химические проблемы галогенеза . . . . .</b>	<b>109</b>
<i>М. Г. Валяшко.</i> О некоторых физико-химических и геохимических проблемах галогенеза . . . . .	—
<i>М. Г. Валяшко, В. Е. Ветштейн, И. К. Жеребцова, Г. А. Малюк, А. И. Поливанова.</i> Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным . . . . .	120
<i>И. К. Жеребцова.</i> К вопросу о континентальном галогенезе . . . . .	124
<i>З. М. Мельникова, И. А. Мошкина, А. С. Колосов.</i> Физико-химические исследования условий формирования ангидрита и гипса . . . . .	128
<i>Н. С. Петрова.</i> Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов генезиса отложений калийных солей . . . . .	134
<i>А. И. Азизов.</i> О двух разновидностях гидрохимического профиля артезианских бассейнов и геохимических условиях формирования месторождений калийных солей . . . . .	138

<i>И. Ф. Костенко.</i> Геохимия галофобных элементов при концентрировании рассолов	142
<i>В. И. Борисенков.</i> О роли постседиментационных процессов в формировании состава калиеносных отложений	151
<i>Е. П. Сливко, О. И. Петриченко.</i> Физико-химические условия образования соленосных формаций Украины	155
<i>В. И. Копнин.</i> Исследование условий соленакпления методами моделирования	159
<b>Часть III.</b>	
<b>Подземные воды бассейнов соленакпления</b>	171
<i>А. Е. Ходьков.</i> Флюидогеодинамка и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ	—
<i>Е. В. Пиннскер.</i> Влияние фактора времени на гидрогеодинамику соленосных бассейнов	183
<i>А. И. Помиванова.</i> Рассолы солеродных бассейнов и подземные рассолы районов соленакпления	185
<i>С. Л. Шварцев.</i> О формировании крепких и предельно насыщенных подземных рассолов	192
<i>В. Ф. Дерггольц.</i> Гидрохлоросфера Земли как первичный источник хлоридных соляных месторождений и причины ее геохимической стратификации в литосфере	196
<b>Часть IV.</b>	
<b>Перспективы развития сырьевой базы промышленности калийных удобрений и соляной промышленности Советского Союза</b>	199
<i>А. С. Зверев, К. М. Тесленко.</i> Сырьевая база промышленности калийных удобрений СССР и направление дальнейших исследований	—
<i>В. А. Бузин.</i> Перспективы развития сырьевой базы соляной промышленности	205
<i>Л. М. Гроховский, Ф. И. Ковальский, М. М. Музалевский, С. И. Застрожнов, С. А. Свидзинский, Л. Н. Морозов.</i> Перспективы освоения высококачественных калийных солей Прикаспия	208
<i>В. В. Самсонов, А. С. Повышев, Э. А. Иванов, А. М. Лаврентьев.</i> Перспективы поисков, разведки и отработки месторождений каменной соли на территории Иркутской области	210
<b>Часть V.</b>	
<b>Современное соленакпление на территории СССР</b>	214
<i>Л. М. Гроховский.</i> О современном соленакплении в аридных зонах СССР	—
<i>М. П. Фивег, В. П. Федин.</i> Кара-Богаз-Гол, как модель соленакпления прошлого	226
<i>А. И. Дзенс-Литовский.</i> Палеогеографическое прошлое и современная эволюция Кара-Богаз-Гола	233
<i>Н. П. Забродин.</i> Современная эволюция Кара-Богаз-Гола и проблемы, связанные с его промышленным освоением	235
<i>И. В. Рубанов.</i> Особенности соляноозерного этапа развития Аральского моря	238
<i>А. И. Дзенс-Литовский, А. Б. Егорова.</i> Проблема галогенеза Сиваша	241
<b>Часть VI.</b>	
<b>Геология, условия образования и полезные ископаемые неогеновых соленосных отложений на территории СССР</b>	243
<i>В. В. Благовидов, М. А. Климов, В. Г. Кузнецов.</i> Строение и условия образования неогеновых соленосных отложений на территории СССР	—
<i>Н. М. Джиноридзе, В. И. Равский.</i> Основные особенности торгонского соленакпления в Карпатском регионе	257
<i>В. П. Телегин, С. С. Коринь, А. М. Ходин, Е. Ф. Повстен.</i> Строение и периодичность соленосных отложений Калуж-Гольянского месторождения калийных солей	261
<i>С. В. Ходькова.</i> О роли вторичных процессов в формировании калийных пород Предкарпатья	265
<i>А. Х. Ибрагимов.</i> О неогеновых галогенных формациях межгорных впадин Тянь-Шаня	268

Часть VII.

Геология, условия образования и полезные ископаемые мезозойских соленосных отложений на территории СССР

270

<i>В. И. Седлецкий, В. С. Попов, В. С. Деревягин, А. П. Пилипчук.</i> Геологическое строение, калленосность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых соленосных отложений юга СССР . . . . .	—
<i>А. Г. Бабаев.</i> Послепалеозойские эвапориты Средней Азии . . . . .	285
<i>А. А. Алланов, Л. Г. Гаврильчева.</i> Литолого-фациальные комплексы эвапоритовой формации верхней юры юго-запада Средней Азии . . . . .	289
<i>В. С. Попов, Р. Г. Осичкина, У. С. Касымходжаева Л. Х. Джураева, Д. Д. Джумахлычев, Х. Н. Тилляходжаева.</i> Геохимические особенности верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии . . . . .	291
<i>Т. С. Садыков.</i> Геология, литолого-геохимические особенности и условия образования месторождений солей Таджикской депрессии . . . . .	294
<i>А. А. Байков, В. С. Деревягин.</i> О влиянии конседиментационных структур на формирование соляных толщ мезозоя в Юго-Западном Гиссаре . . . . .	297
<i>В. С. Деревягин, Ю. В. Омельченко, В. Н. Шведов.</i> Палеогеографические условия образования галогенных отложений кембридж-титона на территории Северного Кавказа и Предкавказья . . . . .	301

## ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

### Том I

Ответственные редакторы:

*Александр Леонидович Янин,  
Михаил Абрамович Жарков*

Редактор *Е. Г. Макеевко*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *М. М. Погребинский*

Технический редактор *А. В. Сурганова*

Корректоры *К. И. Сергеева, В. К. Тришина*

---

Сдано в набор 4 июня 1976 г. Подписано к печати 25 марта 1977 г. МН 01519. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага типографская № 2. 20 печ. л., 28 усл.-печ. л.+4 вкл., 30,3 уч.-изд. л. Тираж 1400 экз.  
Заказ № 165. Цена 3 р. 56 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**Основные проблемы соленакопления.** Яншин А. Л. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 5—15.

Наиболее важными проблемами соленакопления, изучению которых необходимо уделить особое внимание, являются палеогеографическая обстановка образования солеродных бассейнов, их глубины и физико-химические условия накопления галогенных отложений. Существующие представления о лагунных условиях образования древних эвапоритовых формаций не согласуются с имеющимися материалами. Древние солеродные бассейны и по своим размерам, и по времени своего существования, и по характеру связей с водами Мирового океана отличались от лагун и были крупными морскими бассейнами, палеогеография которых остается неясной и нуждается в изучении. Соленакопление в морских солеродных бассейнах могло происходить как в глубоководных, так и мелководных условиях.

В области физико-химического изучения условий соленакопления следует выполнять экспериментальные работы с учетом эволюции солевого состава вод Мирового океана. Необходимо также провести исследования по выяснению влияния температурных и барических условий на галогенез. Библ. 48.

УДК 553.631+553.632

**Основные типы соленосных формаций.** Иванов А. А. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 16—25.

Излагаются данные о принципах формационного анализа соленосных формаций, их классификации и основных типах. В основу рассмотрения материала положены выводы изучения о геологических формациях, разработанные Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Дана критика существующих в литературе представлений о соленосных формациях. Показано их самостоятельное формационное значение. Понятие «соленосная формация» не является синонимом понятия «галогенная формация». Соленосные формации разнообразны по своему внутреннему строению, пространственному развитию, вещественному составу, условиям образования, тектонике и т. д. В мире нет вполне одинаковых соленосных формаций и поэтому метод аналогии лишен убедительности при сравнении и прогнозировании разрезов соленосных формаций. Библ. 20.

УДК 553.631+553.632

**Палеогеографические проблемы соленакопления и формирования калийных пород.** Фивег М. П. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 25—33.

Используя достижения последних лет в области изучения палеогеографии эпох соленакопления, литологии, геохимии и тектоники соленосных серий, автор подтверждает основные положения «классической» теории галогенеза.

Особое внимание уделено закономерностям эфемерного процесса возникновения и развития калийных водоемов и особенностям формирования калийных горизонтов соленосных серий. Илл. 1, библ. 23.

УДК 553.63+553.068.24

**Континентальные соленосные отложения и условия их формирования.** Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 34—49.

В континентальных условиях проявляется галогенез содового, сульфатного (сульфатно-натриевый и сульфатно-хлоридный подтипы) и хлоридного типа. В настоящее время известны как крупные соляные озера, так и ископаемые залежи каждого типа с запасами солей в сотни миллионов и миллиарды тонн. Гидрохимический тип континентальных рассолов и эвапоритов зависит от состава поверхностных и подземных вод, питающих солеродные бассейны. Общие закономерности распространения и тип континентального галогенеза определяются структурно-тектоническими, геоморфологическими, климатическими, гидрогеологическими и другими условиями. Илл. 2, библ. 20.

УДК 553.631+553.632

**Проблемы восстановления контуров галогенных бассейнов.** Отрешко А. И. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 49—52.

Для прогноза и поисков полезных ископаемых в соляных толщах необходимо восстановить контуры галогенных бассейнов. Важнейшими факторами, определяющими изменчивость контуров и вещественного состава галогенных формаций являются: 1) условия их захоронения или переотложения в связи с унаследованными или инверсионными движениями структур; 2) метаморфизм под действием вод поверхностного и глубинного происхождения; 3) метаморфизм на больших глубинах; превращение галогенных пород в районах гидротермальных процессов и вулканизма. В качестве признаков и критериев было распространения галогенных пород рекомендуется использовать сведения о перетолженных сульфатах и хлоридах в перекрывающих слоях; карстовых брекчиях, доломитовой муке, метасоматических сероносных залежах — в осадочных; «воночих известняках» — в метаморфических; вторичных кварцитах и алунитах — в вулканогенно-осадочных толщах.

УДК 553.63.078.2

**Соленакопление в свете идей новой глобальной тектоники.** Созанский В. И. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 52—57.

Новый материал по геологии соленосных бассейнов не укладывается в рамки традиционной эвапоритовой гипотезы соленакопления, в связи с чем высказаны новые идеи о глубинном источнике мощных толщ ископаемых солей. Новые идеи согласуются с новой глобальной тектоникой. Выполненные построения показывают, что древнее соленакопление происходило в областях растяжения на границах литосферных плит, в которых возникали рифтовые зоны, куда устремлялись продукты дифференциации мантии, в том числе и термальные ювенильные рассолы, благодаря чему в рифтовых зонах накапливались мощные толщи солей. Илл. 3, библ. 4.

УДК 553.63

**Этапность, объем и площадь палеозойского соленаккопления. Жарков М. А.** Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 57—88.

На основе межрегиональной корреляции соленосных отложений выделены соленосные, эпизодически-соленосные и бессоленосные этапы в палеозое. Установлено, что грандиозными эпохами соленаккопления в палеозое являлись только раннекембрийская и кунгурская. Илл. 7, библи. 21.

УДК 552.53

**Зональность размещения мезокайнозойских морских соленосных отложений. Раевский В. И., Джинорядзе Н. М.** Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 88—93.

В статье рассмотрены особенности пространственного размещения мезокайнозойских мощных соленосных отложений. Выделены Атлантическая и Альпийская мегазоны. В мезозое все крупные соленосные регионы приурочены к краевым частям современных и древних (домезозойских) материков, что объяснимо с позиций гипотезы «тектоники плит». В кайнозое мощное морское соленоконпление осуществлялось лишь в пределах Альпийской мегазоны. Прямые и косвенные доказательства, приведенные авторами в статье, указывают на определенное сходство условий образования морских соленосных отложений в этих двух мегазонах в течение мезокайнозоя. Предгазовой стадии их формирования часто предшествовало возникновение зон растяжения в земной коре. Илл. 3, библи. 30.

УДК 552.53 : 551.24(470)

**Тектоническая приуроченность соленосных бассейнов (на примере Русской платформы). Валеев Р. Н., Корневский С. М.** Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 93—98.

Устанавливается приуроченность соленосных бассейнов (галогенных формаций) к наиболее подвижным тектоническим элементам докембрийского фундамента платформы — грабенам и авлакогенам. Глубина залегания поверхности фундамента контролирует полноту литонабора, мощность и распределение литокомплексов галогенных формаций. Авлакогены заложены и интенсивно развивались в байкальский цикл тектогенеза, активизировались в палеозойское время. Дизъюнктивная природа авлакогенов не исключает поступления в заполнявшие их бассейны продуктов вулканизма. Вулканизм и соленаккопление обычно не синхронны, хотя и близки по времени их эпох. Это, однако, свидетельствует только о их связи с единым типом крупных тектонических структур земной коры, но не говорит о глубинном происхождении солей. Вулканизм и термальная деятельность являются источником дополнительного поступления в солеродные бассейны бора, фтора, стронция, бария, полиметаллов, ртути, марганца, фосфора и других компонентов, особенно на начальных и конечных стадиях существования этих бассейнов. Илл. 2, библи. 7.

УДК 553.634

**Особенности формирования отложений разных стадий калийно-сульфатного галогенеза. Яржемский Я. Я.** Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 98—101.

Высокая роль магния сказывается на отложениях всех стадий концентрирования рапы сульфатных солеродных бассейнов, от начальных при значительных количествах магnezита, вплоть до средних и высших, когда образовывались полигалитовые, каннитовые, сильвинитовые, лангбейнитовые, кизеритовые, карналлитовые отложения с формированием бишофита. Последний встречен во всех известных нам случаях только в сульфатных калийных месторождениях, а не в бессульфатных (сульфатно-хлоридных), где бишофит должен был бы иметь полное право на широкое распространение после сажки карналлита. По мнению автора, осадконакопление в хлоридных солеродных бассейнах происходило на фоне низкого содержания сульфатного иона и дефицита магния, который полностью уводился калием к концу процесса седиментации при образовании карналлита. Библи. 3.

УДК 552.14.553.63 : 581.13

**О диагнозе соленосных осадков и его связи с условиями питания бассейнов соленаккопления. Гроховский Л. М.** Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 102—105.

Рассматривается связь континентального и морского галогенеза, представляющих стадии единого процесса соленаккопления, как древнего, так и современного. Приводятся сведения, подтверждающие, что в питании каждого бассейна участвует несколько источников: поверхностные и подземные воды суши, воды моря; при этом роль их в приток воды и солей изменяется во времени. На последних стадиях, сопровождающихся диагнезом осадков, возрастает роль подземных вод. Разнообразие солевых отложений связано с разным соотношением источников питания, изменением их роли во времени и с процессами диагнеза. Моделью их может служить Кара-Богаз-Гол с его акваторией, современным и древними пластами солей.

УДК 550.42:546.22.02

**О признаках изотопного существования эвапоритовых отложений в раннем докембрии (по данным изотопного состава серы). Виноградов В. И.** Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 105—108.

Излагаются результаты изучения изотопного состава серы из отложений раннего докембрия. Обосновывается существование эвапоритовых фаций вплоть до возраста отложений в 3,5 млрд. лет. Их признаки устанавливаются по наличию в породах и минералах сульфатной серы и ее изотопному составу. Среди отложений горанской свиты юго-западного Памира обнаружены, кроме того, прямые признаки соленосности. Табл. 1.

О некоторых физико-химических и геохимических проблемах галогенеза. В аляшко М. Г. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 109—120.

Обсуждается новое расширенное содержание термина галогенез, анализируется роль глубины процесса метаморфизма в строении стратиграфической колонки соляных отложений. Специально анализируются условия формирования отложений тахидрита и специфические условия его образования. Подчеркивается важность дальнейшего изучения микроэлементов изоморфно входящих в кристаллы главных минералов. Анализируются особенности развития больших солеродных бассейнов и подчеркивается перспективность обнаружения в них отложений конечных фаз испарения морской воды. Отмечается целесообразность и эвристичность физико-химического подхода. Илл. 7, библи. 35.

УДК 550.4+551.463/464+661.4

Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным. В аляшко М. Г., Ветштейн В. Е., Жеребцова И. К., Малюк Г. А., Поливанова А. И. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 120—124.

Излагаются новые экспериментальные данные по изменению изотопного состава водорода и кислорода морской воды в процессе ее солнечного испарения до высоких стадий сгущения. Показано, что в начале испарения содержание изотопов водорода и кислорода увеличивается, достигая максимальных значений перед садкой NaCl. После этого наступает глубокая инверсия, причем на глубоких стадиях сгущения содержание изотопов водорода и кислорода рассолов близко к их содержанию в атмосферной воде среди широт. Высказывается предположение, что это обусловлено изменением структуры растворов при изменении их состава после выпадения в осадок NaCl. Делается вывод, что использовать содержание изотопов водорода и кислорода в качестве генетических показателей подземных рассолов можно только с учетом инверсии изотопного состава с момента садки NaCl. Табл. 1, библи. 13.

УДК 553.63 : 550.4 : 556.55

К вопросу о континентальном галогенезе. Жеребцова И. К. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 124—128.

Излагается новый материал по формированию состава континентальных вод, как источника континентальных соляных отложений. Особое внимание уделено формированию континентальных вод «ложного морского типа», содержащих в своем составе хлористый магний. Выявлено, что в районах с резкоконтинентальным климатом (Забайкалье, Кулунда) присутствие сульфатов магния оказывается неустойчивым, что обусловлено спецификой зимнего соленакпления — кристаллизацией мирабилита. Показано, что в конечных фазах развития больших континентальных бассейнов могут наблюдаться парагенетические ассоциации минералов, характерные для морского галогенеза. Илл. 4, библи. 7.

УДК (541.48+541.123.7) : 550.4

Физико-химическое исследование условий формирования ангидрита и гипса. Мельникова З. М., Мошкина И. А., Колосов А. С. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 128—134.

Изучены растворимости ангидрита и гипса и определены области их стабильного и метастабильного существования в системе Na, Mg, Ca||Cl, SO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O и в системах меньшей компонентности — ее составных частях при 25 и 50°C. В области стабильного существования ангидрита в системах из хлоридов кальция и магния он получен экспериментально из гипса и при 25°C и при 50°C; в области стабильного существования гипса во всех изученных системах при 25°C наблюдалось превращение ангидрита в гипс. Сделано заключение о наиболее вероятном пути формирования ангидрита в галогенных отложениях из гипса в диагенезе под влиянием высококонцентрированных хлоридных вод. Илл. 3, табл. 1, библи. 16.

УДК 550.42 : 546.14/35+553.632

Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов генезиса отложений калийных солей. Петрова Н. С. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 134—138.

Излагается новый материал по возможности совместного применения содержаний брома и рубидия, а также величин бром-хлорного и рубидий-калийного отношений в качестве геохимических критериев для оценки генетических особенностей отложения калийных солей. На основании коэффициентов распределения содержаний этих микроэлементов на различных стадиях сгущения морской воды рассчитаны теоретические модели, позволяющие выделить первичноосадочные и вторичные образования среди сильвинитов и карналлитовых пород. Приводятся данные и их геохимическая интерпретация для различных соляных месторождений. Илл. 3, библи. 9.

УДК 550.4 : 553.632

О двух разновидностях гидрохимического профиля артезианских бассейнов и геохимических условиях формирования месторождений калийных солей. Азизов А. И. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 138—141.

Излагается новый материал по гидрогеохимии артезианских бассейнов. Рассматриваются особенности формирования гидрохимического профиля соляных отложений. Делается вывод о том, что галогенные отложения формировались в обстановке взаимодействия рассолов хлор-кальциевого типа подземного происхождения и вод выщелачивания атмосферного происхождения, поступающих в солеродный бассейн из зоны гипергенеза прилегающей суши. Гипергенные воды служили в качестве необходимого дополнительного источника калия в солеродном бассейне при образовании месторождений калийных солей. Предлагаются новые геохимические критерии промышленной калийности галогенных толщ. Табл. 1.



**Геохимия галофильных элементов при концентрировании рассолов.** Костенко И. Ф. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 142—150.

На основании аналитических данных делается вывод об уменьшении содержания тяжелых металлов в рассоле (Mn, Cu, Pb, Zn, Ag, V, Mo, W, Ti) при увеличении концентрации легкорастворимых солей в солеродном бассейне. Аналитические доказательства: меньшее содержание тяжелых металлов в сухом остатке рассола в сравнении с их содержанием в твердой фазе (галит); во временном разрезе солеродного бассейна для большинства элементов четко устанавливается обратная зависимость между суммой легкорастворимых солей и их содержанием. Как противопоставление «галофильным» элементам по их главным закономерностям поведения в процессе галогенеза предложен термин «галофобные» элементы, объединяющий элементы срединной части периодической системы. Илл. 2, табл. 4, библи. 22.

УДК 550.4 : 551.3+553.632

**О роли постседиментационных процессов в формировании состава калийных отложений.** Борисенков В. И. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 151—155.

Приводится краткий геохимический анализ основных процессов преобразования сульфатных калийно-магниево-натриевых солей на стадии их раннего диагенеза, в условиях логребенной залежи и при гипергенном разрушении соленосных отложений. Выявленные при этом физико-химическая сущность и тенденция развития каждого из рассмотренных процессов позволило объединить их в две противостоящие друг другу генетические группы: процессы, протекающие при участии материнской рапы калийно-магниево-натриевых солей, и процессы, протекающие при участии посторонних растворов. Дается краткая минералого-геохимическая характеристика соляных пород, подвергшихся воздействию процессов каждой из указанных групп. Илл. 4, библи. 11.

УДК 550.4 : 552.53(477)

**Физико-химические условия образования соленосных формаций Украины.** Сливко Е. П., Петриченко О. И. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 155—158.

На основании изучения индивидуальных включений в седиментационном галите получены данные о физико-химических условиях образования галогенных отложений в древних солеродных бассейнах, существовавших на территории Украины в девонское, пермское и мезозойское время. Определены химический тип и состав исходной рапы бассейнов, содержание микроэлементов, рН- и Eh-параметры, давление, температура среды минералообразования. Прослежено изменение этих показателей в процессе последующих преобразований соляных пород. Библи. 7.

УДК 553.631+553.632 : 51 : 552.143

**Исследование условий соленакопления методом моделирования.** Копнин В. И. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 159—170.

Для моделирования условий соленакопления применен метод расчета материального баланса водно-соляной системы. Приводится теоретическое обоснование, методика и результаты расчетов, которые в основном выполнены на ЭВМ. Исследованы три вопроса: развитие эвапоритового бассейна в эвапоритовом цикле, процесс метаморфизации морской воды в ходе осолонения эвапоритового бассейна и гидрохимические условия соле- и калийнакопления на хлоридной стадии развития солеродного бассейна. Результаты моделирования находятся в хорошей сходимости с фактическими данными по ряду областей соленакопления и могут быть использованы для познания процессов галогенеза. Илл. 9, табл. 3, библи. 19.

УДК 550.46 : 551.243 : 551.247 : 551.49

**Флюидогеодинамика и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ.** Ходьков А. Е. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 171—183.

Излагаются доказательства роли разгрузки подземных постседиментационных рассолов в формировании замещенных зон и малых складчатых структур на стадиях диагенеза и катагенеза галогенных отложений (на примере Верхнекамского месторождения). Уменьшение количественных проявлений, замещений снизу вверх связывается со смещением вверх зоны уплотнения и изменением состава заключенных в ней рассолов. Роль флюидогеодинамики в складкообразовании подтверждается единством пространственного развития форм складчатости и следов движения флюидов. Илл. 1, библи. 9.

УДК 551.491.5

**Влияние фактора времени на гидрогеодинамику соленосных бассейнов.** Пиннер Е. В. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 183—185.

Рассматривается тенденция исторического развития гидрогеодинамики соленосных бассейнов, которая позволяет выделить три стадии: 1) геостатического режима, сочетающегося с режимом глубинного течения; 2) переходного режима, когда на первые два типа режима накладывается третий — гидростатический; 3) гидростатического режима. С течением времени отжатие воды из уплотняющихся толщ и восходящая миграция флюидов сменяются внедрением вод инфильтрации, чему не могут препятствовать даже выдержанные пласты соли. Илл. 3, библи. 4.

**Рассолы солеродных бассейнов и подземные рассолы районов соленакпления.** Поливанова А. И. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 185—192.

Излагается новый материал, свидетельствующий о происхождении подсолевых рассолов в результате гравитационного опускания рассолов солеродных бассейнов. Приводятся результаты экспериментального изучения гравитационного перераспределения вод разного удельного веса. Описывается необычное явление — струйное гравитационное перераспределение вод при положении более легкой жидкости в верхней части системы. На основании регионального распространения под солями рассолов солеродных бассейнов, быстрого засоления подземных вод под солетвалами и хранилищами промышленных стоков и экспериментальных исследований сделан вывод, что положение бассейна с высокоминерализованной водой на поверхности земли неустойчивое. В этом случае возникает струйное гравитационное движение и рассолы солеродных бассейнов опускаются в подстилающие отложения. Илл. 3, библ. 13.

УДК 550.4 : 551.49

**О формировании крепких и предельно насыщенных подземных рассолов.** Шварцев С. Л. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 192—195.

Выдвигается принципиальное новое положение о том, что в процессе диагенеза и катагенеза соленосных осадков происходит уменьшение объема захороняющейся морской рапы вследствие разложения молекул воды в процессе аутигенного образования глин и карбонатов. Следствием этого является, с одной стороны, увеличение минерализации подземных рассолов, а с другой — катагенетическое засоление пород в бассейнах соленакпления. Сопровождающее эти процессы обесульфачивание подземных вод приводит к прогрессивному растворению гипса и кальцита и осаждеанию вторичных доломитов, что способствует метаморфизации хлоридно-сульфатных магниевого рассолов в хлоридно-кальциевые. Библ. 11.

УДК 551.14+551.491

**Гидрохлоросфера Земли как первичный источник хлоридных соляных месторождений и причины ее геохимической стратификации в литосфере.** Деряголец В. Ф. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 196—198.

Выявляется крупный глобальный природный феномен — резкое преобладание в подавляющем количестве природных вод (поверхностных и подземных, последних выше границы Конрада) хлора, что позволило автору ввести новое планетарное понятие «Гидрохлоросфера».

Гидросфера ниже поверхности Конрада представлена силикатными рассолами и расплавами, что вытекает из произведенных автором подсчетов. Дается модель перехода силикатного флюида в хлоридный. Хлоридные рассолы строго стратифицированы на глубже залегающие щелочно-земельные и выше залегающие натриевые воды хлоридного класса. Такое разделение обосновывается физико-химическими процессами. Главное значение при радиальной транспортировке флюида снизу вверх под влиянием разностей энергетических потенциалов, уделяется разломам, к которым, например, приурочены соляные купола даже в открытом океане, не говоря о материках. Табл. 4.

УДК 553.632.041

**Сырьевая база промышленности калийных удобрений СССР и направление дальнейших исследований.** Зверев А. С., Тесленко К. М. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 199—205.

Калийная промышленность СССР базируется на крупных разведанных месторождениях калийных солей — Верхнекамском на Урале, Старобинском в Белорусской ССР и Стебникском и Калуш-Гольском на Украине. Разведанные запасы обеспечивают выпуск калийных удобрений по уровню производства 1990 г.

Наиболее важными проблемами, подлежащими решению, являются: разработка технологических схем использования калийных солей с высоким содержанием хлористого магния и нерастворимого остатка и оптимальных методов шахтной добычи калийных солей, с целью снижения потерь, внедрение подземного выщелачивания на месторождениях, недопустимых для шахтной добычи. Табл. 1.

УДК 65.012.23(063)+622.363

**Перспективы развития сырьевой базы соляной промышленности.** Бузик В. А. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 205—208.

Приводятся обобщенные сведения об объемах добычи и потребления поваренной соли в СССР, размещении и степени освоения соляных месторождений. Дальнейшее развитие сырьевой базы соляной промышленности связывается с необходимостью освоения новых месторождений в местах наибольшего потребления (Индерское, Роменское, Неграмское, Гурьевское и др.) и комплексности использования минеральных ресурсов страны.

УДК 553.632.041 : 551.247.1/470.44/47/

**Перспективы освоения высококачественных калийных солей Прикаспия.** Гроховский Л. М., Ковальский Ф. И., Музалевский М. М., Засторожнов С. И., Свидзинский С. А., Морозов Л. М. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 208—210.

Обосновываются перспективы Прикаспийской впадины в смысле выявления здесь месторождений высококачественных калийных солей. На примере Эльтонского месторождения показаны возможности изучения соляных куполов и оценки их перспектив по результатам колонкового бурения. Предлагается провести детальную разведку Эльтонского месторождения

с помощью проходки опытно-эксплуатационной шахты и расширить поисковые работы в Прикаспии. Библ. 4.

УДК 65.012.23(063)+571

**Перспективы поисков, разведки и отработки месторождений каменной соли на территории Иркутской области.** Самсонов В. Б., Пovyшев А. С., Лаврентьев А. М. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 210—213.

При оценке перспективных районов на каменную соль в Иркутской области выяснено, что на территории Иркутского амфитеатра в разрезе кембрийской толщи выделяются три цикла соленакпления: усольский, верхнебельский и ангарский. Они могут служить самостоятельными объектами для разведки и отработки каменной соли. Промышленными пластами в Иркутской области могут считаться пласты каменной соли минимальной мощностью 5 м, подстилающимися несоляными породами мощностью не менее 10 м. Наиболее приемлемым при разработке является метод подземного выщелачивания. Плотность запасов усольских солей — от 400 до 1200 млн. т/км<sup>2</sup>, бельских — от 150 до 450 млн. т/км<sup>2</sup>, ангарских — от 450 до 900 млн. т/км<sup>2</sup>.

УДК 542.951.7 : 551.453(47)

**О современном соленакплении в аридных зонах СССР.** Гроховский Л. М. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 21—22б.

Приводятся сведения об условиях образования соляных озер, источниках питания, преобразованиях солевых отложений бассейнов соленакпления. Излагается новый материал о процессах, протекающих в «сухих» соляных озерах, о наблюдениях за термическим, гидрохимическим и уровнем режимом озер, его связи с изменениями во времени минерального состава солевых залежей. Рассматривается роль грунтовых и напорных подземных вод в питании озер водой и солями, развитии соляных озер, зависимости изменений в соляных озерах не только от изменения климата, но и условий питания озер. Подчеркивается тесная связь современного и древнего галогенеза. Библ. 14.

УДК 551.314

**Кара-Богаз-Гол как модель соленакпления прошлого.** Фивег М. П., Федин В. П. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 226—233.

Условия формирования рассолов и садка хемогенных образований в Кара-Богаз-Голе позволяют рассматривать залив как один из характерных примеров однобассейнового типа соленакпления, широко распространенного при формировании осадочных отложений. В бассейне, несмотря на незначительную глубину, установлена вертикальная и горизонтальная дифференциация солей в движущемся потоке рассолов. Особенно резкая дифференциация отмечается в западной части бассейна (зона смешения карабогазских рассолов с морской водой). Подобная гидрогеологическая и гидрохимическая обстановка допускает одновременный широкий диапазон парагенезисов солей от карбонатов высаливания до эпсомита. При условии образования обширных понижений на обсохшей части залива периодически заполняемых поверхностными рассолами, здесь, безусловно, могла иметь место садка калийных солей. Илл. 2, табл. 1, библ. 19.

УДК 01.120+04.00.06

**Палеогеографическое прошлое и современная эволюция Кара-Богаз-Гола.** Дзенс-Литовский А. И. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 233—235.

Излагается новый материал по формированию котловины залива Кара-Богаз-Гол в результате трансгрессии и регрессии Каспия. История залива зафиксирована в береговых террасах и донных соляных отложениях. Современная регрессия Каспия вызвала формирование поверхностного пласта смешанных солей в Кара-Богаз-Голе. Указывается на широкие возможности расширения химических производств на базе комплексного использования соляных ресурсов залива. Библ. 9.

УДК 553.63

**Современная эволюция Кара-Богаз-Гола и проблемы, связанные с его промышленным освоением.** Забродин Н. П. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 235—237.

Кратко излагается эволюция Кара-Богаз-Гола за последние 150 лет. Отмечаются три периода в его истории: первый — превращение морского залива в бессточное соляное озеро, питаемое морской водой; второе — внезапное выделение в течение нескольких лет десятков миллиардов тонн солей с образованием соляного пласта площадью 7000 км<sup>2</sup>; третий — временная стабилизация состояния залива с относительно медленным соленакплением.

Рассматриваются сложные процессы взаимодействия соляного пласта с рассолами акватории и отмечается необходимость их изучения в связи с предстоящим промышленным освоением гидроминеральных ресурсов залива после зарегулирования притока в него морской воды. Составление прогноза дальнейшей эволюции Кара-Богаз-Гола — важная задача, имеющая большое научное и народнохозяйственное значение, которую можно решить лишь с применением новейших методов исследований.

УДК 553.63

**Особенности соляноозерного этапа развития Аральского моря.** Рубанов И. В. Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 238—241.

В статье показано, что Аральское море 700—1000 лет назад являлось соляным озером. В наиболее глубоководных участках (на западе у чьлка Устюрта и на севере в Малом море) под донными карбонатными илами обнаружены прослой галита и мирабилита с примесью

тенардита и астраханита и кристаллами гипса. Соляная залежь на западе может иметь площадь около 2000 км<sup>2</sup>. Залежь в Малом море близка 350 км<sup>2</sup>. Образование соленосных отложений связывается с отчленением солеродных зон от основной акватории Аральского моря, уменьшением объема воды в этих участках при испарении и возрастанием концентрации рассолов до стадии выпаривания сульфатных и соляных осадков. Илл. 2, библи. 5.

УДК 11.6.96+04.00.06

**Проблема галогенеза Сиваша. Дзенс-Литовский А. И., Егорова А. Б.** Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 241—242.

Излагается новый материал по гидрологическому режиму Крымских Сивашей, указывается на мощную сырьевую базу для развития галургической промышленности на базе рассолов этого водоема. Рекомендуется комплексно осваивать громадные запасы соляных ресурсов Сивашей. Ведущим элементом комплексов должно быть производство рапной гидроокиси магния.

УДК 552.53+551.782(47)

**Строение и условия образования неогеновых соленосных отложений на территории СССР. Благовидов В. В., Климов М. А., Кузнецов В. Г.** Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 243—257.

Приведена сравнительная характеристика состава и строения соленосных толщ неогенового возраста, развитых в Предкарпатском и Закарпатском прогибах, Среднеараксинской межгорной впадине Закавказья, Западных районах Средней Азии и межгорных впадинах Тянь-Шаня. Установлено, что в неогенное время на территории СССР существовала обширная область соленакпления. Разнообразные палеогеографические и палеотектонические условия привели к формированию различных типов соленосных толщ: натриево-сульфатных в континентальных озерных бассейнах; смешанных калийносульфатных и натриево-сульфатных в заливах опресненных внутриматериковых морей; калийно-сульфатных и хлоридных в эвклиматических бассейнах, связанных с морем нормальной солености. Илл. 8, библи. 15.

УДК 553.632

**Основные особенности тортоного соленакпления в Карпатском регионе. Джигоридзе Н. М., Раевский В. И.** Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 257—261.

Обосновывается одновременность начала галогенеза в Карпатском регионе (Предкарпатском краевом прогибе, Закарпатском межгорном прогибе и Трансильванской впадине), что было обусловлено структурной перестройкой во время первой фазы орогенного вулканизма, заложением краевых прогибов во внешней и грабенов во внутренней зонах Карпат. Илл. 2, библи. 11.

УДК 553.632

**Строение и периодичность соленосных отложений Калуш-Гольинского месторождения калийных солей. Телегин В. П., Коринь С. С., Ходин А. М., Повстен Е. Ф.** Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 261—265.

Дана краткая литолого-стратиграфическая характеристика отложений и приведены данные о периодичности накопления осадков соленосной толщи Калуш-Гольинского месторождения. Описана сложность разных типов пород: песчано-глинистой соленосной брекчии, соленосной глины, каменной соли, а также сильвинита, каинитовой и лангбейнит-каинитовой пород. Выделена периодичность четырех порядков. В сильвинитовой линзе Хотинского участка наблюдались размывы отдельных годичных слоев сильвинита и налегание на них расположенных выше слоев с угловым несогласием. Илл. 1.

УДК 552.53(477.83)

**О роли вторичных процессов в формировании калийных пород Предкарпатья. Ходькова С. В.** Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 265—268.

Излагаются результаты петрографического изучения калийных пород Предкарпатских месторождений. Доказывается, что хлоридные и сульфатные калийно-магниевого породы образованы в три стадии: седиментационно-раннедиагенетическую, позднедиагенетическую и катагенетическую. Отмечена значительная роль позднедиагенетических преобразований, проявившихся в замещении карналлита сильвинитом и галитом, кизеритизации и каинитизации лангбейнита, брекчировании первичных и формировании вторичных слоев. Подчеркнуто, что гипергенные процессы означают стадию разрушения месторождения и проявляются в углублении процесса каинитизации, сопровождающегося кристаллизацией эпсомита, шенита и др. Библи. 4.

УДК 542.944+551.31+553.63

**О неогеновых галогенных формациях межгорных впадин Тянь-Шаня. Ибрагимов А. Х.** Проблемы соленакпления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 268—270.

Освещается характер солевой минерализации неогеновой галогенной формации в различных впадинах Тянь-Шаня. Указываются типы соленосных отложений и их солевой состав. Выделяются типы соляных месторождений.

УДК 552.53+553.632+551.76(575.0+471.6)

**Геологическое строение, калиеносность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых соленосных отложений юга СССР. Седлецкий В. И., По-**

пов В. С., Деревягин В. С., Пилипчук А. П. Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 270—285.

В результате геолого-разведочных работ последних лет выявлена верхнеюрская соленосная формация, занимающая территорию юга Средней Азии, Северного Кавказа, Закавказья и Северного Афганистана. В южных районах Средней Азии распространены также соляные отложения нижнемелового возраста. Соляные отложения относятся к бессульфатному типу и содержат пласты сильвинита и карналлита. Крупные залежи калийных солей известны в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и вдоль среднего течения р. Амударья. С галогенными формациями связаны проявления и месторождения серы, целестина, флюорита, барита и минерализованных вод, а с подстилающими отложениями — залежи нефти и газа. Илл. 5, библ. 10.

УДК 552.53 : 551.76/77(575)

Послепалеозойские эвапориты Средней Азии. Бабаев А. Г. Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 285—289.

Излагается материал по распределению в разрезе послепалеозойских отложений соленосных толщ (эвапоритов). Отмечаются различия в их составе, местоположении, площади распространения и условий образования. Указывается, что с течением времени по всем этим признакам обнаруживается необратимая эволюция, но в тоже время тесная связь местоположения солеродных бассейнов с условиями возникновения и палеоструктур регионов, ставших местом накопления эвапоритов.

УДК 552.52/54(575)

Литолого-фациальные комплексы эвапоритовой формации верхней юры юго-запада Средней Азии. Алланов А., Гаврильчева Л. Г. Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 289—291.

Сульфатно-хлоридный комплекс объединяет три подтипа: приамударьинский, байрамалийский, каракельский. Для первых двух характерна насыщенность галитами (80—90%), а для приамударьинского, кроме того, — присутствие сильвина. В каракельском подтипе в галитах отмечаются включения известняков. Мощность формации 220—1200 м. Хлоридно-сульфатный комплекс вскрыт бурением только на площади Шатлык. Из 550 м вскрытой мощности 70% составляют ангидриты, 20 — соли, 10% — известняки. Терригенно-сульфатно-карбонатный комплекс, развитый по периферии бассейна, отличается фациальной невыдержанностью. Мощность 80—150 м. Карбонатно-сульфатный комплекс выражен ангидритами, содержащими горизонты известняков, доломитов, реже глин и песчаников. Мощность 260—280 м. Илл. 1, библ. 2.

УДК 540.42

Геохимические особенности верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии. Попов В. С., Осичкина Р. Г., Касымходжаева У. С., Джурраева Л. Х., Джумаклычев Д. Д., Тилыходжаев Х. Н. Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 291—294.

На примере верхнеюрской галогенной формации Средней Азии показана необходимость изучения постоянных компонентов в соляных породах для палеогеографических реконструкций. Сделан вывод, что в галогенных формациях соотношение аутигенного железа и железа, находящегося в глинисто-терригенном материале, сильно варьирует и зависит от интенсивности химического выветривания на водосборных площадях. Для соляной толщи верхнеюрской галогенной формации Средней Азии характерно преобладание аутигенных форм железа, низкое содержание брома, увеличение содержания рубидия от периферии к центру солеродного бассейна. Библ. 8.

УДК 553.63(575.3)

Геология, литолого-геохимические особенности и условия образования месторождений солей Таджикской депрессии. Садыков Т. С. Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 294—297.

На основании сравнительного анализа вещественного состава и геохимических особенностей показано различие соленосной формации Таджикской депрессии от верхнеюрской Юго-Западного Гиссара. Библ. 8.

УДК 552.53+551.5.051+551.76(575.0)

О влиянии конседиментационных структур на формирование соляных толщ мезозоя в Юго-Западном Гиссаре. Байков А. А., Деревягин В. С. Проблемы соленаккопления. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 297—301.

В Юго-Западном Гиссаре, являющемся эпипалеозойским горноскладчатым сооружением новейшей активации, развиты мощные толщи каменной и калийных солей киммеридж-титона и валанжина. Альпийские субмеридиональные зоны складок наложены здесь на субширотные элементы, имеющие конседиментационную природу. Распределение осадков юрского и более поздних этапов развития территории определялось субширотными структурами, которые наследовали ступени палеозойского фундамента. Процесс соленаккопления усложнялся структурными линиями северо-восточной ориентировки. Приподнятые тектонические ступени характеризуются максимальным содержанием брома в сильвинитах, для опущенных зон в сильвинитах и карналлитах установлены повышенные содержания рубидия. Структурный контроль соленаккопления в юре и мелу был единым. Незначительная по сравнению с юрским контрастность меловых структур обусловила гораздо меньший масштаб мелового галогенеза сравнительно с юрским. Илл. 2, табл. 1, библ. 10.

УДК 552.63+551.8+551.762.3(471.6)

Палеогеографические условия образования галогенных отложений кимердж-титона территории Северного Кавказа и Предкавказья. Деревягин В. С., Омельченко Ю. В., Шведов В. Н. Проблемы соленаккумуляции. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 301—304.

Северо-Кавказский солеродный бассейн, существовавший в конце верхнеюрской эпохи, занимал краевые впадины Скифской платформы. Важную роль в образовании бассейна сыграли региональные движения предкелловейской фазы складчатости и тектонические подвижки конца кимериджа, обусловившие изоляцию от открытого моря и благоприятный для накопления галогенных осадков гидродинамический режим. Соли образовывались в наиболее погруженных участках бассейна, глубина которых достигала, вероятно, 100 и более метров. В окранных частях бассейна имели место мелководные условия. Небольшие водоемы с повышенной соленостью существовали изолированно от Северо-Кавказского солеродного бассейна в пределах Юго-Восточного и Северного (Равнинного) Дагестана. Бюлл. 4.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

**Геология** и генезис рудных месторождений юга Сибири.

**Петрология** и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы.

**Осадочные** и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения.

**Роль** рифтогенеза в геологической истории Земли.

**Основные** проблемы рифтогенеза.

**Проблемы** современной литологии и осадочных полезных ископаемых.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

**Замеченные опечатки**

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
67	11—12	Н. М. Старховым	Н. М. Страховым
Подпись к рис. 1 в ст. Р. Н. Валеева, С. М. Корневского «Тектоническая приуроченность...»		4 — линии разных глубин	4 — линии равных глубин
161	формула (8)	$2\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{MgCl}_2 \rightleftharpoons$	$2\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{MgCl}_2 \rightleftharpoons$

*Проблемы соленакопления. Т. I*