



ЛИТОЛОГО- ФАЦИАЛЬНЫЕ и ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Ответственные редакторы:

академик А.Л. ЯНШИН,

кандидат геолого-минералогических наук

Г.А. МЕРЗЛЯКОВ



МОСКВА

"НАУКА"

1985

Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления.
М.: Наука, 1985.

В сборнике приводятся новые данные по изучению геохимических и физико-химических закономерностей формирования галогенных толщ, их литолого-фациальных особенностей. С этих позиций рассматриваются общетеоретические и региональные вопросы галогенной седиментации. Большое внимание уделено изучению геохимии ряда тяжелых элементов в процессе галогенеза и закономерностям формирования месторождений галогенных боратов и других полезных ископаемых, а также насыщенных рассолов, связанных с соленосными отложениями.

Рецензенты:

В.И. Бгатов, В.С. Вышемирский

В.С. Попов, Р.Г. Осичкина, Х.Н. Тилляходжаев

К ГЕОХИМИИ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА, МЕДИ В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА

Геохимия тяжелых металлов в процессе галогенеза до настоящего времени остается недостаточно изученной. Наиболее распространенный элемент этой группы — Fe — находится в морской воде в столь малых количествах ($3 \cdot 10^{-6}$ г/л), что ее сгущение не может образовать те концентрации, которые наблюдаются в породах галогенных формаций. Их образование в солеродных бассейнах становится возможным лишь тогда, когда имеются иные источники поступления Fe. Основным источником Fe и других металлов являются воды континентального (поверхностного и подземного) стока. В речных водах преобладающая часть металлов переносится в составе взвесей. Так, во взвесах рек в среднем мигрирует 78,8% Fe, 79,0% Mn и 33,3% Cu [Лисицын, Гордеев, 1974]. Важно, что геологические, геохимические и биоклиматические различия водосборных площадей обуславливают значительные изменения в соотношении взвешенных и растворенных форм миграции рассматриваемых элементов. Различна и последующая геохимическая миграция заключенных в них элементов. Во многих случаях огромную роль играют комплексные железоорганические соединения и перенос Fe и Mn в составе терригенной взвеси не является доминирующим. На это указывает, в частности, упорядоченный тип распределения Fe и Mn по петрографическим типам пород в гумидных зонах, характеризующийся возрастанием содержания элементов от песчаников к глинам. Такой характер распределения этих элементов свидетельствует об их самостоятельной миграции и в меньшей мере — о составе терригенного материала. В галогенных отложениях Н.М. Страхов выделил группу "кластофильных" элементов, в которую входят Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Ca, Pb и др. Термин "кластофильные элементы", получивший широкое распространение, довольно условный. Более характерными для элементов рассматриваемой группы являются общность их источника, связь основной массы каждого из них с континентальным стоком. Поэтому нам представляется более правильным выделять в соленосных отложениях группу элементов "континентального стока". Вместе с тем совершенно очевидно, что для конкретных галогенных формаций следует изучать роль терригенного материала в переносе того или иного элемента континентального стока, зре-

лость этого материала, которая обуславливает степень кластофильности элементов данной группы в конкретных солеродных бассейнах и определяется тектоническими, климатическими условиями и петрографическим составом пород питающих провинций. Иными словами, форма миграции элементов определяется интенсивностью выветривания на водосборных площадях и может быть охарактеризована коэффициентом кластофильности (K_k) отдельных элементов, представляющим отношение их содержания в глинисто-терригенной составляющей к общему содержанию в породе.

При изучении закономерностей распределения Fe и Mn в верхнеюрских соленосных отложениях юга Средней Азии [К геохимии. . ., 1974] установлено, что в пределах Южно-Таджикской депрессии (месторождения Тутбулак, Нурек, Ходжа-Мумын, Ходжа-Сартис, Танапчи) и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (месторождение Ходжаикан) аутигенные формы Fe^1 в солях значительно преобладает над Fe, содержащимся в глинисто-терригенном материале. При невысоком кларке концентрации Fe в них, варьирующем от 0,008 до 0,112, $K_k Fe - Fe_{тер}$: ($Fe_{аут} + Fe_{тер}$) лежит в пределах 0,16–0,30, редко достигая 0,34–0,40. В рассматриваемых соляных отложениях состав алюмосиликатного нерастворимого остатка отвечает мезомиктовой стадии зрелости, значительно продвинувшейся в сторону олигомиктовости, характеризующей высокую интенсивность химического выветривания материнских пород. Близкий состав установлен для мелкозернистых песчаников среди соленосных глин Солотвинского месторождения. Более высокие значения K_k для Fe в галопелитах I и III калийных горизонтов Старобинского месторождения – 0,66 и 0,54, рассчитанные по усредненным данным, и галопелитах II калийного горизонта – 0,5 (по данным Н.В. Зайцевой) свидетельствуют о некотором преобладании терригенной формы Fe над аутигенной.

В каменной соли месторождения Тутбулак среди аутигенных форм Fe, как правило, закисное преобладает надокисным – $Fe^{3+} : Fe^{2+} = 0,34 - 0,89$, а в силикатном остоле, наоборот, окисное резко преобладает над закисным – $Fe^{3+} : Fe^{2+} = 4,77 - 15,89$. Преобладание закисного Fe над окисным характерно также для ряда других месторождений солей Советского Союза: Верхнекамского, Индерского, Стебникского, Калушского и др. [Яржемская, 1954].

Более детальное изучение водорастворимых и аутигенных форм Fe и Mn было проведено для юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Водорастворимые формы Fe при чувствительности применяемого нами метода ($n \cdot 10^{-5}$ мг/мл) не обнаружены. По опубликованным данным [Фесенко, 1969], содержание Fe в водорастворимой части солей составляет $n \cdot 10^{-5}\%$, а максимальное – $n \cdot 10^{-4}\%$, причем в целом Fe^{3+} (рассеянные молекулы $FeCl_3$) преобладает над Fe^{2+} , изоморфно замещающим Mg в карналлите. Однако количество водорастворимого Fe^{2+} в солях местами может возрастать, так как в соляной толще юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Северный Гаурдак, скв. 10) Л.И. Филатовой и Р.М. Габрильянц [1966] установлен риннеит. Риннеит выявлен также в девонских отложениях Тувы, широко распространен в немецком цех-

¹ Определение в 5%-ной солянокислой вытяжке.

штейне и в нижнем кембрие Сибири [Колосов, Пустыльников, 1974]. В месторождении Хемисет (Марокко) он является одним из главных минералов. Здесь же в незначительном количестве встречается дугласит.

Кларки концентраций аутигенных форм Fe в солях верхнеюрских отложений изученных месторождений низкие — 0,004—0,01, возрастающие до 0,02—0,07 преимущественно в калийных пластах, промежуточной и покровной каменной соли. Обращают на себя внимание относительно более высокие содержания Fe и Mn (таблица) в солях Акбашского и Ходжайканского месторождений по сравнению с Карлюкским и Карабыльским. Такое различие обусловлено более близким расположением первых к областям континентального стока. В отличие от солей Южно-Таджикской депрессии, где в аутигенных минералах преобладает Fe^{2+} , в солях юго-западных отрогов Гиссарского хребта наблюдается более сложное распределение разновалентных форм Fe. На Акбашском месторождении по всему разрезу соляной толщи Fe^{3+} чаще преобладает над Fe^{2+} ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 1,03-3,60$), реже встречаются обратные соотношения ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 0,66-0,95$). В подстилающей каменной соли месторождения Ходжайкан Fe^{2+} преобладает над Fe^{3+} ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 0,67-0,76$). В первом (каменная соль с примесью карналлита и сильвина) и втором (в нижней части, сложенной богатыми сильвин-карналлитовыми породами) калиеносных горизонтах Fe^{2+} , как правило, или преобладает над Fe^{3+} ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 0,6-0,94$), или находится с ним в равных количествах ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 0,98-1,04$), и только в единичных случаях, главным образом в прослоях с бедной калийной минерализацией, Fe^{3+} больше, чем Fe^{2+} ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 1,15-2,0$). Однако в промежуточной каменной соли, разделяющей II и III калийные горизонты, Fe^{3+} , как правило, преобладает над Fe^{2+} ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 1,12-1,79$). В III калиеносном горизонте, сложенном бедными сильвинитами, и выше по разрезу в покровной каменной соли $Fe^{3+} : Fe^{2+} = 0,49-1,92$ с преобладанием значений меньше единицы в верхней части разреза. На Карлюкском месторождении каменная соль, подстилающая калийные горизонты, характеризуется величиной $Fe^{3+} : Fe^{2+}$, близкой к единице — 0,95—1,27. В аутигенных минералах IX калийного пласта Fe^{3+} и Fe^{2+} присутствуют в равных количествах. Выше по разрезу, в промежуточной каменной соли, V, II и I калийных пластах преобладают значения $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ меньше (0,38 и более) или близкие (0,90—0,95) к единице, и лишь в единичных пробах они достигают 1,23. IV калийный пласт, сложенный бедными сильвинитами, характеризуется изменчивыми значениями $Fe^{3+} : Fe^{2+} = 1,13; 0,63; 4,50$. В соляной толще Карабыльского месторождения, вскрытой скв. 96, Fe^{3+} преобладает над Fe^{2+} ($Fe^{3+} : Fe^{2+} = 1,3-2,47$). В изученных А.Г. Бабаевым и Т.С. Рауходжаевой [1972] интервалах солей на структуре Адамташ (юго-западные отроги Гиссарского хребта, вблизи северо-восточной границы солеродного бассейна) и на Денгизкульском валу (площади Денгизкуль, Уртабулак, Култак), а также на площади Западный Майманак Fe^{3+} преобладает над Fe^{2+} ($Fe^{3+} : Fe^{2+} > 1$), тогда как на структурах Айзоват и Северный Камаша в одних слоях Fe^{3+}/Fe^{2+} больше, в других — меньше единицы.

Метод определения Eh среды осадконакопления по соотношению разновалентных форм железа подвергся справедливой критике. Однако приме-

Среднее содержание Fe и Mn в солях верхнеюрской галогенной формации Средней Азии, 10^{-2} вес. %

Месторождение	Количество проб	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn
Акбашское (скв. 2)	32	4,12	4,95	0,52
Ходжайканское (скв. 39)	57	6,3	5,33	0,54
Карабильское (скв. 96)	15	1,75	2,49	0,34
Карлюкское (скв. 207)	32	1,75	1,61	0,29

нение отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} как качественного индикатора окислительно-восстановительных условий среды минералообразования является правомочным. В процессе галогенеза соотношение разновалентного Fe наряду с другими факторами в значительной мере обуславливалось глубинами солеродного бассейна. При меньших глубинах обеспечивались хорошая аэрация и развитие процессов окисления в осадках. На основании этого можно считать, что накопление солей на Акбашской площади происходило в сравнительно мелководных условиях, в результате чего в аутигенных минералах Fe^{3+} преобладает над Fe^{2+} . Такие же условия существовали и в районе скв. 96, расположенной в северной (краевой) части Карабильского месторождения.

В чистых галитах из верхнеюрской галогенной формации Средней Азии спектральным анализом (с пределом чувствительности $n \cdot 10^{-3}\%$) нередко ни Fe, ни Mn не обнаруживаются. Часто в них присутствует Fe в количестве 0,001–0,003, иногда до 0,006%, редко Mn – 0,001%. В сильвине и карналлите содержание Fe = 0,003–0,03%, реже 0,1–0,3%. В единичных случаях оно повышается до 1%. Содержание Mn в них в большинстве случаев не превышает 0,001%, реже достигает 0,003%. В карналлитах Соликамского месторождения содержание Fe (Fe_2O_3) изменяется от 0,07 до 0,33%. Следы Mn в них определены лишь в образцах с наиболее высоким (0,28–0,33%) содержанием Fe.

Для большинства проанализированных нами проб галита, сильвина и карналлита марганцевый модуль больше кларковского марганцевого модуля. Аналогичные соотношения рассматриваемых элементов в этих минералах характерны для многих месторождений, особенно калийных – Верхнекамского, Илецка, Солотвино, Нахичевани и др. [Морачевский, Поленова, 1939]. По данным А.А. Иванова и М.Л. Вороновой [1972], в краешем веществе из карналлитовой породы марганцевый модуль Mn : Fe = 0,036. В гематите из каменной соли месторождения Ходжа-Мумын определено 0,001–0,003% Mn. Марганцевый модуль в этом минерале исчезающе мал – $n \cdot 10^{-5}$, следовательно, высокие значения марганцевого модуля для соляных минералов (до 0,5–0,6) определяются присутствием Mn в других формах, не связанных с окислами Fe.

В изученных соляных породах месторождений Тюбегатан, Ходжайкан, Карлюк и Карабиль, расположенных в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, часто обнаруживается водорастворимый Mn, максимальные содержания которого достигают соответственно: $4,4 \cdot 10^{-3}$; $6,73 \cdot 10^{-3}$; $2,25 \cdot 10^{-3}$ и $3,25 \cdot 10^{-3}\%$. Обычное соотношение водорастворимого Mn и его

аутигенных форм, переходящих в солянокислую вытяжку, — 1 : 2—1 : 5, иногда их содержания равны. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта среднее статистическое содержание водорастворимого Mn в верхней соляной толще снизу вверх по разрезу увеличивается от $0,11 \cdot 10^{-3}\%$ (45)¹ в подстилающей каменной соли до $0,62 \cdot 10^{-3}\%$ (200) в покровной. В промежуточной каменной соли и породах калиеносного горизонта его содержания соответственно равны $0,26 \cdot 10^{-3}$ (132) и $0,49 \cdot 10^{-3}\%$ (85). В какой форме водорастворимый Mn находится в солях в настоящее время, можно только предполагать. Одна из его возможных форм — нахождение в жидких включениях солевых минералов. В этом случае имеющиеся данные об увеличении содержания водорастворимого Mn вверх по разрезу соляной толщи позволяют сделать вывод о накоплении Mn в процессе галогенеза. Подтверждением этого вывода являются высокие (180—220 мг/л) содержания Mn в седиментационных рассолах верхнеюрской галогенной формации.

Аналогичные (160—200 мг/л Mn при низком содержании Fe — 3 мг/л иона) немногочисленные данные по Mn имеются для рассолов Иркутского амфитеатра. Кроме того, Mn входит в состав сложных хлоридов Fe и Mn, в которых его содержание достигает 0,4%. В водные вытяжки, очевидно, может переходить часть Mn, сорбированного на глинистых минералах.

Кларк концентрации Mn в аутигенных минералах водонерастворимых остатков соляных пород (т.е. потерявших водорастворимый Mn) верхнеюрской галогенной формации на месторождении Тутбулак и на месторождениях Ходжаикан и Тюбегатан в большинстве случаев варьирует от 0,08 до 0,39. На Тюбегатанском месторождении K_k не превышает 0,13; иногда уменьшается до 0,02. Кларк концентрации Mn в соляных породах, с учетом водорастворимого Mn и Mn, находящегося в кислотонерастворимом остатке, при K_k Mn в тонкой глинистой фракции (< 0,001 мм) — 0,1—0,3, очевидно, не будет превышать кларков концентраций, установленных для водонерастворимых остатков. Наиболее высокий марганцевый модуль в аутигенных минералах установлен на Тюбегатанском месторождении — 0,02—0,1; среднее 0,05 (5). На месторождениях Ходжаикан и Тутбулак Mn : Fe в аутигенных минералах составляет соответственно 0,004—0,028, среднее 0,015 (27) и 0,014—0,032, среднее 0,017 (10).

Позже нами были проведены более детальные исследования аутигенных форм Fe и Mn на месторождениях калийных солей Акбаш, Ходжаикан, Карлюк и Карабиль, расположенных в различных частях солеродного бассейна.

На Акбашском месторождении при низких K_k для аутигенных форм Fe и Mn в солях верхнего калийного горизонта и промежуточной каменной соли характерны их неустойчивые соотношения. Они иногда равны, но чаще K_k Fe превышает K_k Mn или наоборот. В результате марганцевый модуль в 2—3 раза отклоняется от кларкового марганцевого модуля — 0,0215 — в меньшую или большую сторону. В покровной каменной соли, характеризующейся высоким содержанием (50,92—75,8%) водонераствори-

¹ Цифры в скобках — количество проб.

мого остатка, происходит резкий сдвиг в соотношении аутигенных форм Fe и Mn в пользу последнего. При кларках концентрации Mn — 0,004—0,18, кларк концентрации Fe — 0,003—0,01. Это (за исключением единичных прослоев) определяет высокий марганцевый модуль — 0,047—0,576, который, как правило, в 5—20 (10) раз превышает кларковый марганцевый модуль.

На месторождении Ходжайкан наблюдается более устойчивое соотношение аутигенных форм Fe и Mn в подстилающей каменной соли, калийных горизонтах и промежуточной соли. K_k Mn в большинстве случаев в 2—5, редко в 10 раз выше K_k Fe, и лишь на отдельных уровнях наблюдаются их равные значения или K_k Fe в 2—3 раза выше K_k Mn. В покровной каменной соли при высоком (35,89—68,41%) содержании водонерастворимого остатка характер распределения аутигенных форм Fe и Mn сохраняется, но значение марганцевого модуля, в отличие от Акбашского месторождения, уменьшается до 0,03—0,09. По всему разрезу соляной толщи Карлюкского и Карабильского месторождений, наиболее удаленных из числа рассматриваемых месторождений от области континентального стока, K_k Mn (0,03—0,13) обычно в 2—7, иногда в 15 и более раз превышает K_k Fe. Марганцевый модуль ниже кларкового марганцевого модуля отмечается в единичных случаях. Приведенные данные указывают на большую по сравнению с Fe латеральную миграцию Mn от областей континентального стока к центральной части солеродного бассейна. При этом наиболее высокая концентрация Mn относительно Fe достигается в калийных пластах (Mn : Fe = 0,32—0,60).

Имеющиеся материалы по Среднеазиатскому, Припятскому и другим солеродным бассейнам свидетельствуют о том, что основная часть аутигенных форм Mn в солях связана с карбонатными минералами. Выявлено закономерное уменьшение содержания в них Mn по мере концентрирования рассолов, из которых они выпадают. Определяется оно, с одной стороны, эволюцией карбонатообразования в процессе прогрессирующего осолонения водоема (кальцит—доломит—магнезит), с другой — геохимическим парагенезисом Mn и Ca в карбонатах.

Заслуживает специального рассмотрения не менее интересная геохимическая история Mn на разных стадиях галогенеза и в процессе карбонато-накопления при аридизации климата, частично затронутая нами в более раннем обобщении [К геохимии..., 1974].

В основе геохимии Cu в процессе галогенеза лежит изучение наиболее подвижных форм Cu, не входящих в терригенную составляющую соляных пород, а также в рассолах, генетически связанных с галогенной формацией. Это — Cu аутигенных минералов, растворимых в 5%-ной HCl, и водорастворимая. Анализ распределения подвижных форм Cu в соляной толще приведен в более ранних работах [Геохимические..., 1976], поэтому ниже будет рассмотрена главным образом водорастворимая форма Cu, представляющая наибольший теоретический и практический интерес в связи с формированием месторождений этого металла под воздействием меденосных рассолов, — рассольный рудогенез [Попов, 1981].

Содержание Cu в верхнеюрской соляной толще $1 \cdot 10^{-7}$ — $7,47 \cdot 10^{-5}\%$ в солянокислой и $2,2 \cdot 10^{-7}$ — $16,6 \cdot 10^{-6}\%$ в водной вытяжках при равномерном распределении по разрезу. На общем фоне рассеяния Cu в отдель-

ных интервалах разреза проявляется ее относительно повышенная концентрация. Важно отметить отсутствие устойчивой корреляционной связи Cu с водонерастворимым остатком соляных пород и вместе с тем довольно часто проявляющуюся связь Cu с соляными минералами, главным образом с галитом ($r_{0,05} = 0,88; 0,96$). Лишь в отдельных случаях выявляется тенденция к ее накоплению в калийных солях. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что в соляных породах, содержащих ряд микроэлементов (Br , B , Sr , Tl и др.), Cu коррелирует только с B — элементом, не входящим в решетку соляных минералов и накапливающимся в процессе концентрирования рассолов. Выявляется также неравномерность распределения Cu на площади солеродного бассейна, связанная с источниками сноса. Например, ее среднее содержание во всех типах соляных пород Карлюкского месторождения в 2–5 раз ниже, чем на Карабильском и особенно на Ходжаиканском месторождениях. Максимальные содержания водорастворимой Cu в солях на этих месторождениях соответственно достигают $2,65 \cdot 10^{-6}$, $5,47 \cdot 10^{-6}$ и $16,6 \cdot 10^{-6}\%$. Эти данные хорошо согласуются с теоретическими расчетами. Известно, что длительное время среднее содержание растворимых форм Cu в морских и океанических водах принималось равным 3 мкг/л. Однако по последним данным оно оценивается в 0,9 мкг/л, а в сумме солей — $2,5 \cdot 10^{-6}\%$ [Добровольский, 1983]. Более высокие содержания водорастворимой формы Cu в солях связаны с ее привнесением водами континентального стока и процессами концентрирования морской воды.

Водорастворимая Cu в них, очевидно, находится главным образом во внутри- и межкристаллических включениях маточных рассолов. Преимущественная приуроченность повышенных содержаний водорастворимой Cu к галиту обуславливается тем, что именно в этом минерале чаще и в больших количествах присутствуют газово-жидкие включения. Поскольку содержание водорастворимой Cu в соляных породах нередко в 30–180 раз выше, чем в исходной морской воде ($\sim 0,9 \cdot 10^{-7}\%$), то содержания Cu в жидких включениях должны быть значительными. Более точные данные о содержании Cu в рассолах палеобассейнов на различных стадиях сгущения предстоит получить путем непосредственного определения этого элемента в газово-жидких включениях различных соляных минералов. О них можно судить, изучая седиментационные рассолы.

Такие исследования верхнеюрской галогенной формации Средней Азии, к сожалению, не проводились. Анализировались рассолы, залегающие в различных горизонтах карбонатной формации, генетически связанные с верхнеюрским бассейном галогенной седиментации. Они слабо метаморфизированы и характеризуются изменчивой минерализацией, преимущественно приближающейся к 100 г/л. Характерные для них содержания Cu — 30–40 мкг/л, иногда повышаются до 120 мкг/л (в 30–130 раз выше, чем в морской воде). Есть основания считать, что степень концентрирования Cu в рассолах солеродного бассейна была более высокой, но при их перемещении в подстилающие карбонатные отложения они утратили часть Cu в процессе осаждения и разбавления.

Приведенные материалы позволяют сделать вывод о том, что в процессе галогенеза в остаточных рассолах происходит концентрирование Cu до уровня, который в 100–200 раз превышает ее содержание в исходной

морской воде. Эффект концентрирования Cu может резко возрастать за счет поступления вод континентального стока. В рассматриваемом процессе важную роль играют хлоридные комплексы Cu . На этом заканчивается седиментационный этап геохимии Cu , связанный с процессом галогенеза. Его следует рассматривать как зачаточный этап формирования металлоносных (меденосных) рассолов. В благоприятных геологических условиях миграция седиментационных рассолов во вмещающие толщи нередко приводит к их дальнейшему, иногда очень значительному (1—4, реже до 10 мг/л и более) обогащению Cu в результате ее мобилизации их терригенных, вулканогенных и других пород.

Мобилизующая роль рассолов определяется солевым составом, рН и Eh среды, а также термодинамической обстановкой, в которой происходят процессы растворения металлов. Наиболее активны хлоридные рассолы в условиях высокой окислительной обстановки красноцветных отложений, особенно при повышенных температурах. Исследования глеевого катагенеза в красноцветных отложениях свидетельствуют о том, что процессы мобилизации Cu из красноцветных отложений интенсивно протекают даже при ее кларковых содержаниях. Это подтверждается и экспериментальными исследованиями Л.Г. Богашовой с соавторами [1982]. Однако подчеркивается, что формирование высокометаллоносных рассолов все же более вероятно при первично повышенных содержаниях металлов в выщелачиваемых породах. Отсюда следует, что при формировании аномально-металлоносных рассолов важную роль играет первичная обогащенность Cu отложений, которые она промывает, т.е. и металлогеническая специализация питающих провинций. На путях миграции (особенно в красноцветных формациях) происходят мобилизация и дальнейшее концентрирование Cu до уровня аномальных содержаний. Этот процесс является завершающим этапом формирования металлоносных рассолов. Прямая зависимость концентрации Cu в таких рассолах от степени их метаморфизации свидетельствует о катагенетической природе происходящих процессов.

В результате анализа имеющихся данных авторы пришли к выводу о генетической связи осадочных (сингенетических) и эпигенетических месторождений меди с сопряженными галогенными и красноцветными формациями, осуществляемой через рассолы. Исключительно важное значение для понимания формирования экзогенных месторождений меди имеют работы А.М. Лурье и И.Ф. Габлиной [1972]. Рассмотрев значение фаций для концентрации Cu в различных типах месторождений (внутриконтинентальных морей, заливов и лагун и др.), они пришли к выводу об отсутствии особых меденосных фаций. Выявленная зависимость размещения месторождений меди в морских отложениях от строения и состава подстилающей красноцветной формации позволила им сделать правильный вывод, что именно она служит источником Cu .

Важно подчеркнуть, что отложения, богатые органическим веществом, образующиеся в резко восстановительной среде, генерирующей сероводород, могут иметь значение для меденакпления лишь в том случае, если они контактируют с меденосными рассолами. Роль фациальных условий для меденакпления может также проявиться в образовании пористых водопроницаемых пород, в которых меденосные рассолы легко мигри-

руют к геохимическим барьерам. Механизм вхождения меденосных рассолов в контакт с восстановительными фациями может быть, очевидно, различным. Оно может происходить в период осадконакопления, когда подземные меденосные рассолы вступают во взаимодействие с илами с сероводородным заражением.

Не менее широко распространены эпигенетические (катагенетические) месторождения, образующиеся при взаимодействии меденосных рассолов с породами и осадками восстановительных фаций, находящихся на различных стадиях литификации. Например, катагенетическое происхождение рудных зон в цехштейне устанавливается по их смещению в различные литологические разновидности пород с пересечением не только фациальных, но и стратиграфических границ. Медные руды формировались в них на путях элизионного движения меденосных рассолов.

Можно с уверенностью сказать, что широко известное Джекказганское месторождение медистых песчаников, генезис которого обсуждается многие годы, сформировано при участии рассолов, образовавшихся при формировании соленосных отложений, перекрывающих красноцветные отложения джекказганской свиты. С рассольным рудогенезом связаны многочисленные проявления медистых песчаников в нижнемеловых (альмурадская и кзылташская свиты) отложениях Юго-Восточной Туркмении, Южного Узбекистана и Таджикистана.

С позиции рассольного рудогенеза особый интерес представляет верхнепермская красноцветная формация Дарваза. Она перекрывается галогенными отложениями шакарсевской свиты. Очень важно, что в составе ее красноцветных пород большую роль играет вулканогенный материал, характеризующийся высоким геохимическим фоном Cu .

Выявленные условия образования медного оруденения, связанного с рассолами галогенных формаций, и закономерности его размещения должны быть использованы при металлогенических и прогнозных исследованиях. К высокоперспективным на выявление месторождений меди такого типа относятся области развития галогенных формаций, залегающих на красноцветах (III и IV типа, по В.К. Крумбейну).

Таким образом, проведенные нами исследования позволили установить, что аутигенные формы Fe в солях могут преобладать над терригенными; соотношение разновалентных форм Fe в аутигенных минералах может использоваться для расшифровки глубин формирования месторождений солей. В процессе галогенеза Mn по сравнению с Fe является более подвижным элементом; Cu накапливается в остаточных рассолах, которые, мигрируя в красноцветные отложения, дополнительно обогащаются этим минералом. Такие меденосные рассолы, попадая на восстановительные барьеры, могут формировать стратиформные месторождения меди.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабаев А.Г., Раубходжаева Т.С. Солено-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М.: Недра, 1972. 174 с.
- Багашова Л.Г., Муравьева Л.Я., Родионова И.П., Валяшко М.Г. Роль рассолов галогенных отложений в мобилизации рудных элементов. — В кн.: Новые данные по

- геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 4–12.
- Геохимические закономерности распределения железа, марганца, меди в соляных отложениях верхнеюрской галогенной формации и их генетическое значение /Осичкина Р.Г., Джураева Л.Х., Тилляходжаев Х.Н. М., 1976. 52 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 7. 06. 76, № 2010–76 Деп.
- Добровольский В.В.* География микроэлементов. Глобальное рассеяние. М.: Мысль, 1983. 270 с.
- Иванов А.А., Воронова М.Л.* Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 327 с.
- К геохимии железа и марганца в галогенных формациях/Попов В.С., Осичкина Р.Г. М., 1974, 78 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 9. 09. 74, № 2427–74 Деп.
- Колосов А.С., Пустыльников А.М.* К геохимии железа и металлов его группы в солях Канско-Тасеевской впадины. – В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974, с. 331–337.
- Лисицин А.П., Гордеев В.В.* О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. – Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 38–41.
- Лурье А.М., Габлина И.Ф.* Об источнике меди при формировании месторождений мансфельдского типа в Западном Приуралье. – Геохимия, 1972, № 1, с. 75–88.
- Морачевский Ю.В., Поленова Т.Б.* Медь, марганец, железо в калиевых солях. – В кн.: Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений. Л.: Госхимиздат, 1939, с. 75–80. (Тр. ВНИИГ; Вып. 17).
- Попов В.С.* Генетический аспект прогнозирования нерудных и связанных с ними рудных полезных ископаемых осадочного и эпигенетического происхождения: – В кн.: Проблемы прогнозирования, поисков и разведки месторождений нерудных полезных ископаемых: Тез. докл. конф. 24–26 нояб. 1981 г., г. Казань, М., 1981.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 549 с.
- Фесенко С.Н.* К содержанию железа в калийных солях гаурдакской свиты. – В кн.: Материалы 9 науч. конф. аспирантов РГУ. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1969.
- Филатова Л.И., Габрильянц Р.М.* Ривинит из соляной толщи верхней юры западных отрогов Гиссара. – ДАН УзССР, 1966, вып. 7, с. 47–49.
- Яржемская Е.А.* Вещественный состав галопелитов. – Тр. ВНИИГ, 1954, вып. 29, с. 260–315.

УДК 550.4:551.3 + 549.732:553.632

В.И. Борисенков, В.М. Бочаров, И.И. Халтурина, Т.Д. Аксенова

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЗАИМОСВЯЗИ ХАРАКТЕРА БОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ЛИТОЛОГИЧЕСКИМИ ТИПАМИ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Бораты Mg (а в ряде случаев бораты Mg и Ca, Mg и K, а также боросиликаты), связанные с соленосными формациями, уже долгое время являются объектами многочисленных исследований, однако единой точки зрения на их генезис пока нет. В первую очередь это касается вопроса об источнике В.

Существует мнение [Яржемский, 1958, 1968; Хайде, 1965; D'Ans, Behrendt, 1957], что из-за низкого содержания В в океанической воде ($3,6 \cdot 10^{-4}$ мас.%) концентрация его в рапе даже на самых высоких стадиях сгущения недостаточна для образования собственных минералов. Допуска-

ется лишь соосаждение В с сульфатами Са или карбонатами Са и Mg на ранних стадиях галогенеза с образованием вкрапленной минерализации. Для формирования крупных скоплений боратов предполагается дополнительный, в первую очередь вулканогенный, источник В.

Согласно другой точке зрения [Валяшко, Спиригина, 1953; Валяшко, 1969; Николаев, 1947; Elert, 1976], для рассматриваемого типа борной минерализации основным источником В служит рапа морского солеродного бассейна, сгущенная до эвтоники на огромных площадях. Боропроявления в этом случае являются продуктом заключительных стадий галогенеза.

Наконец, высказывается мнение [Озол, 1981] о совместном действии обоих факторов, причем относительная роль каждого из них для разных геологических эпох и регионов в значительной степени колеблется.

Очевидно, что решение этой проблемы тесно связано с вопросом, может ли состав морской воды на определенных стадиях ее сгущения стать равновесным по отношению к тем или иным боратам, встречающимся в природе.

Для ответа на этот вопрос необходимо в первую очередь сопоставить данные по распределению В и борсодержащих минералов в галогенных формациях. Анализ материала, заимствованного из литературных источников, а также результаты, полученные авторами настоящего сообщения при изучении бороносных солянокупольных структур Прикаспия, позволяют сделать следующие обобщения.

1. Содержание рассеянного в соляных породах В возрастает вверх по нормальному разрезу галогенной толщи. Наиболее наглядно это показано в работе Элerta [Elert, 1976] для разреза калийного пласта Стассфурт в области Северного Гарца (ГДР) (см. таблицу). Увеличение содержания В от каменной соли к горизонтам, обогащенным сульфатами Mg (переходная зона), и далее к сильвинитовой (лежачая группа) и карналлитовой (висячая группа) частям разреза находится в полном соответствии с повышением его концентрации в сгущающейся рапе солеродного бассейна. Характерно, что формирование крупных гнезд стассфуртита, широко распространенных в карналлитовых породах середины висячей группы, приводит к значительному понижению общего фона рассеянного В. Приведенные Элertом данные по распределению рассеянного В по площади месторождения показывают, что его содержания возрастают от 20×10^{-4} мас.% на периферии до $400-600 \cdot 10^{-4}$ мас.% в центральных частях Стассфуртского бассейна. При этом содержания В уменьшаются при переходе от области Северного Гарца к области Унструт и далее к области Южного Гарца, т.е. в соответствии с палеогеографией района соленакопления, — по мере удаления от области морского питания.

2. Скопления борных минералов приурочены преимущественно к участкам галогенного разреза, отвечающим высоким стадиям осолонения бассейна. Так, данные по солянокупольным структурам Прикаспия [Валяшко, 1969; Диаров, 1967; Лобаноа, 1958; Халтурина и др., 1977] однозначно свидетельствуют о связи борной минерализации с горизонтами калийных и калийно-магниево-солей. То же относится и к материалам по бороносности соляных отложений цехштейна на территории Центральной Европы [Хайде, 1965; Elert, 1976]. Вместе с тем существует немало указаний на

Средневзвешенные содержания рассеянного В по разрезу пласта Стассфурт (рудник Нойстассфурт VI/VII) [Elert, 1976]

Стратиграфический уровень	Мощность, м	Содержание (В · 10 ⁴ мас.%)
Горизонт каменной соли R	0,85	50,0
Висячая группа в целом (без R)	40,75	463,7
верхи висячей группы	8,40	746,6
(верхняя граница горизонта O – нижняя граница горизонта R)		
середина висячей группы	17,40	312,6
(верхняя граница горизонта J – нижняя граница горизонта O)		
низы висячей группы	14,95	480,6
(верхняя граница горизонта F – нижняя граница горизонта J)		
Лежащая группа в целом	16,20	355,1
Переходная зона (ПЗ) к стассфуртской каменной соли (Na2)	5,00	258,0
Верхи Na 2, под ПЗ		
0,0 – 12 м	12,00	53,4
12,1 – 24 м	12,00	60,0
24,1 – 36 м	12,00	26,6
36,1 – 48 м	12,00	0,0

находки боратов и боросиликатов в карбонатно-ангидритовых породах и каменной соли нижних горизонтов галогенных разрезов [Яржемский, 1968; Лобанова, Яржемский, 1958; Хайде, 1965; Elert, 1976]. Речь идет о мелких желвачковых выделениях гидроборачита, хильгардита, данбурита в соленосных отложениях Восточной Сибири и на ряде куполов Прикаспия. Там же были обнаружены микрокристаллы борачита. В виде тетраэдрических микрокристаллов борачит отмечен в отложениях цехштейна в ассоциации с ангидритом и галитом. Характерной особенностью этих образований являются их очень мелкие, часто микроскопические размеры, приуроченность к прослойкам галопелитов, вместе с которыми они образуют цепочки мелкожелвачковых выделений. Во всех случаях их проявление имеет лишь минералогическое значение. Возможный механизм их образования связан или с соосаждением В из морской рапы вместе с галопелитовым материалом или, что более вероятно, с проникновением остаточных обогащенных В седиментационных растворов из вышележащих горизонтов во время диагенеза соляного осадка.

3. Характер борной минерализации определяется литологическим типом вмещающих соленосных отложений, отвечающим определенному этапу процесса галогенеза. Разными исследователями [Валяшко, 1969; Диаров, 1967; Лобанова, 1958; Яржемский, 1958] было отмечено, что на соляных куполах Прикаспия калиборит встречается преимущественно в сильвинсодержащих породах, борачит и преобразенскит связаны с карналлитовыми породами, ашарит и пинноит – с каменной солью. В немецкой литературе [Хайде, 1965; Elert, 1976] также отмечается тесная связь борачитовых (стассфуртитовых) конкреций с карналлитовыми породами и

ашаритовых скоплений — с хартзальцем. Результаты исследований, проведенных сотрудниками КазИМС на соляных куполах Челкар, Индер, Сати-мола, Шугуль, Шоктыбай и др., подтвердили не только изменчивость парагенезисов борных минералов по разрезу, но и их зависимость в целом от типа соляного месторождения. Было показано, что в соляных куполах, отложения которых содержат сульфаты Mg (индерский тип), минералы группы хильгардита отсутствуют, а в куполах без сульфатов Mg (челкарский тип) широко распространены в ассоциации с борацитом [Халтурина и др., 1977]. Эти наблюдения подтверждаются литературными данными [Hodenberg, Kühn, 1981] о распределении минералов группы хильгардита в ассоциации с борацитом, ангидритом, сильвином и силикатным материалом в соляных отложениях, не содержащих сульфатов Mg, на территории США, Англии, ФРГ и ГДР.

Наиболее полные сведения о взаимосвязи характера борной минерализации с литологией вмещающих соляных толщ были получены при совместных исследованиях, проведенных сотрудниками КазИМС и МГУ на Индерском соляном куполе. В результате работ в строении калийных пластов купола была установлена литолого-фациальная зональность, отражающая стадийность развития процесса галогенеза [Валяшко и др., 1978]. При этом каждой из зон соответствовал свой набор борных минералов. Так, на участках разреза, характеризующих стадию накопления сульфатов Mg и начало садки калийных солей (каменная соль с вкрапленностью кизерита, левеита, лангбейнита, сильвина), развита преимущественно ашаритовая минерализация, отчасти с сульфоборитом. Здесь же широкое распространение получает гидроборацит, который тесно ассоциирует с сульфатами Ca (полигалитом, реже гергеитом), а также с галопелитовым материалом. По мере перехода к участкам разреза, отвечающим более высоким стадиям галогенеза — кристаллизации калийных солей (каинит-лангбейнитовые породы и сильвиниты), основным борным минералом становится калиборит, часто в ассоциации с ашаритом. И, наконец, с карналлитовыми породами, относящимися к заключительным стадиям галогенеза, встречается борацит, иногда с преобразенскитом.

Характерно, что смена боратов по мере перехода к отложениям более высоких стадий галогенеза сопровождается усложнением борокислородных радикалов. Согласно кристаллохимической классификации боратов [Бокий, Кравченко, 1966], сульфоборит и ашарит относятся к островным некольцевым боратам, причем ашарит является димером, гидроборацит — к цепочечным однокольцевым, калиборит — к цепочечным со смешанными полиионами, борацит — к каркасным.

Таким образом, рассмотренный природный материал свидетельствует о том, что увеличение содержания В в гущающейся морской воде и направленное изменение ее состава в процессе галогенеза находят свое отражение не только в составе кристаллизующихся солей, но и в анионном и катионном составе ассоциирующих с ними боратов (наличие SO_4^{2-} и Mg^{2+} в сульфоборите, K^+ в калиборите, Mg^{2+} и Cl^- в бораците), а также в усложнении их структуры. Поступление в бассейн Ca (часто в составе обменного комплекса глин) также приводит не только к формированию в соляной толще кальцийсодержащих сульфатов, но и к появлению в ассоциации с ними магний-кальциевого бората — гидроборацита. В случае

метаморфизации (скорее всего, локальной) рапы до полной потери $MgSO_4$ и появления в ее составе $CaCl_2$ создаются условия для формирования хлоркальциевых боратов группы хильгардита в ассоциации с парагенезисами солей месторождений хлоридного типа. Из сказанного следует, что химический состав рапы морского солеродного бассейна является основным фактором, определяющим характер борной минерализации. Тем самым получает косвенное подтверждение возможность достижения морской водой насыщения по определенным борным минералам на стадии садки сульфатов Mg и калийных солей.

Другим подтверждением этой возможности служат результаты термодинамического расчета устойчивости природных боратов в водных системах солей морской воды, содержащих В в природных концентрациях [Аксенова, Борисенков, 1981].

Устойчивость боратов в боросодержащих водно-солевых системах может быть оценена путем сравнения термодинамической константы

$$\lg K_T^0 = \frac{1}{5,708} (\Sigma \Delta G_{f, \text{прод. реакции}}^0 - \Sigma \Delta G_{f, \text{исх. веществ}}^0)$$

и экспериментальной константы

$$\lg K_{\text{экс}}^0 = \Sigma \lg a_{\text{прод. реакции}} - \Sigma \lg a_{\text{исх. веществ}}$$

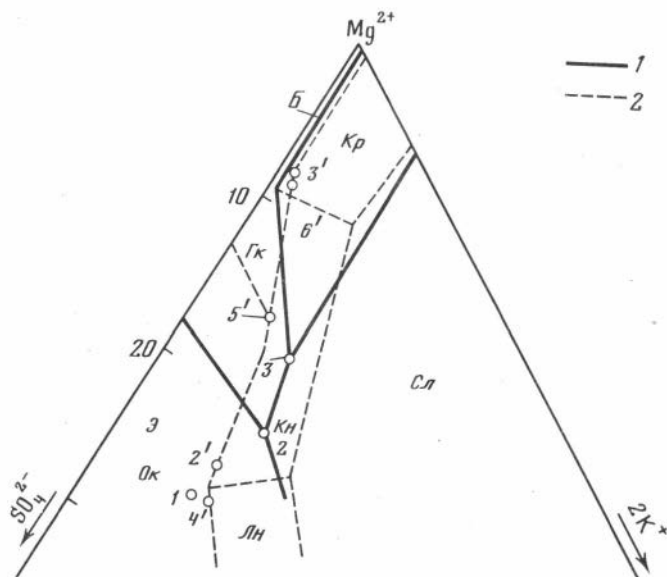
равновесия реакций растворения рассматриваемых боратов в растворах заданного состава. Здесь a — активности растворенных компонентов, ΔG_f^0 — величины свободной энергии образования растворенных компонентов и твердых фаз. ΔG_f^0 ашарита, иньоиита, пинноита, калиборита и гидроборацита рассчитаны по данным их растворимости в воде [Николаев, 1947]:

Минерал	ΔG_f^0 , кДж/моль
Ашарит	-1339 ± 64
Пинноит	-2544 ± 43
Иньоит	-4079 ± 81 (-4108)*
Гидроборацит	-6472 ± 142
Калиборит	-12736 ± 63

* Значение, найденное экспериментально [Гуревич и др., 1980].

В качестве растворов, относительно которых определялась устойчивость перечисленных боратов, рассматривалась (рисунок) морская вода на основных этапах процесса галогенеза: насыщение по сульфатам Mg (точка 1 на рисунке), по сульфатам Mg и калийным солям (точки 2, 2', 4', 5', 6'), по сульфатам Mg и карналлиту (точки 3 и 3') с учетом стабильных и метастабильных условий кристаллизации солей.

Расчет показал, что формирующиеся при испарении морской воды растворы становятся насыщенными по ашариту и пинноиту еще до начала кристаллизации сульфатов Mg. К началу этой стадии достигается насыщение по калибориту, однако выделение его в твердую фазу следует ожидать из более концентрированных растворов на стадии садки калийных солей. В случае содержания в растворах 4', 5', 6' Ca в количествах, определяемых растворимостью $CaSO_4$, в системе $K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} \parallel SO_4^{2-}, Cl^- - H_2O$ создаются условия для кристаллизации гидроборацита.



Положение точек состава рассматриваемых растворов на диаграмме системы K^+ , Na^+ , $Mg^{2+} \parallel SO_4^{2-}$, Cl^- , H_2O ($T = 25^\circ$, область насыщения по $NaCl$)

Границы областей существования твердых фаз при условиях кристаллизации: 1 – метастабильных, 2 – стабильных; Кр – карналлит, Б – бишофит, Гк – гексагидрит, Э – эпсомит, Сл – сильвин, Кн – каинит, Лн – леонит, Ок – точка состава океанической воды

Таким образом, анализ природного материала и термодинамический расчет подтверждают возможность кристаллизации боратов из морской воды, еще не достигшей эвтоники. Это делает излишним привлечение дополнительных, в первую очередь вулканогенных, источников бора, существование которых к тому же зачастую не подтверждается геологическим материалом.

Что касается механизма формирования скоплений борных минералов, то в этом вопросе остается еще много неясного. Очевидно, что из-за низких скоростей кристаллизации образование боратов отставало во времени от процесса соленакопления и происходило уже в соляном осадке при его раннем диагенезе. На это указывают формы выделения боратов – линзочки, стяжения и желваки криптокристаллических и пелитоморфных агрегатов. В гнездах гидроборачита и калиборита по периферии наблюдается укрупнение кристаллов с образованием радиально-лучистых агрегатов. Все это свидетельствует о том, что формирование скоплений боратов происходило в поровом пространстве соляного осадка путем собирательной кристаллизации осажденных ранее и диспергированных соединений В. Средой, в которой протекал этот процесс, являлась межкристалльная рапа. Будучи захороненной вместе с осадком, она по своему составу отражала те стадии галогенеза, на которых формировались вмещающие ее соли. Взаимодействие захороненной рапы с окружающими солями протекало преимущественно в условиях закрытой системы и сопровождалось перераспределением компонентов между жидкой и твердыми фазами с образова-

нием стабильных парагенетических ассоциаций, включая борные минералы. Этим и объясняется отмеченная выше специфика борной минерализации, характер которой определяется литологическим типом вмещающей соляной породы.

Подводя итог, можно отметить, что проведенные исследования позволяют рассматривать образование боратов, связанных с соленосными формациями, как следствие общего направленного развития процесса галогенеза, захватывающего и стадию раннего диагенеза. Основным источником В здесь является морская рапа, а ее состав на разных этапах галогенеза определяет характер борной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенова Т.Д., Борисенков В.И.* Опыт применения термодинамического расчета для анализа равновесий в сложных боросодержащих водно-солевых системах. — В кн.: *Химия кислородных соединений бора*. Рига: Латв. гос. ун-т, 1981, с. 12–14.
- Бокий Г.Б., Кравченко В.Б.* Кристаллохимическая классификация боратов. — Журн. структур. химии, 1966, т. 7, № 6, с. 920–937.
- Валяшко М.Г.* Генезис и поиски отложений боратов, связанных с месторождениями морских солей. — Сов. геология, 1969, № 6, с. 88–100.
- Валяшко М.Г., Борисенков В.И., Бочаров В.М., Халтурина И.И.* Геохимические особенности и закономерности изменения состава галогенных образований в пределах солянокупольных структур. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 6, с. 38–44.
- Валяшко М.Г., Спирыгина А.И.* Экспериментальные исследования генезиса боратов. — В кн.: Тр. IV совещ. по эксперим. минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 137–156.
- Гуревич В.М., Семенов Ю.В., Аксенова Т.Д.* и др. Термодинамические свойства иньота и колеманита и условия образования их в природе. — Геохимия, 1980, № 5, с. 671–679.
- Диаров М.Д.* О приуроченности бора к стадиям соленакопления. — Геохимия, 1967, № 2, с. 233–238.
- Лобанова В.В.* К характеристике минералогического состава гидрохимической толщи Челкарского поднятия. — ДАН СССР, 1958, т. 118, № 6, с. 1180–1182.
- Лобанова В.В., Яржемский Я.Я.* К минералогии Индерского поднятия. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958, кн. 5, с. 177–190.
- Николаев А.В.* Физико-химическое изучение природных боратов. М.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 112–134.
- Озол А.А.* Закономерности размещения и условия формирования в соляных отложениях залежей боратов. — В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 109–113.
- Хайде Ф.О.* О региональном и вертикальном распределении минералов бора. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 673–684.
- Халтурина И.И., Бочаров В.М., Аврова Н.П.* Минералого-литологические особенности и специфика формирования некоторых комплексов калийно-магниевого солей Прикаспийской галогенной формации. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 73–76.
- Яржемский Я.Я.* Проблемы поисков борного сырья в галогенных толщах СССР. — Сов. геология, 1958, № 7, с. 2–14.
- Яржемский Я.Я.* К вопросу о возможности отложения боратов из эвтонической рапы в солеродных бассейнах морского типа. — Сов. геология, 1968, № 2, с. 15–24.
- D'Ans J., Behrendt K.-H.* Über die Existenzbedingungen einiger Magnesiumborate. — Kali u. Steinsalz, 1957, Bd. 2, H. 4, S. 80–93.
- Ekert K.-H.* Bor und borate im oberen Zehstein 2. — Zeitschrift für angew. Geologie, 1976, Bd. 22, H. 10, S. 475–482.
- Hodenberg R., Kühn R.* Vergleichende Betrachtungen an den Mineralen der Hilgarditgruppe. — Kali u. Steinsalz, 1981, Bd. 8, H. 6, S. 206–217.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ С СОЛЕРОДНЫМИ БАССЕЙНАМИ И ПОДСТИЛАЮЩИМИ ИХ ТЕРРИГЕННЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

В последнее время в рудной геологии получило развитие новое направление в трактовке генезиса стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений. Как советские, так и многие зарубежные исследователи [Богашова, 1983; Богашова и др., 1982; Басков, 1976; Голева, 1977; Голева и др., 1981; Дворов, Павлов, 1978; Писарчик, 1977; Попов, 1980; Смирнов, 1977; Хрушов и др., 1979; Холодов, 1982] связывают генезис этих месторождений с реликтовыми горячими хлоридными рассолами, поступающими из прилегающих к рудным районам соленосных и нефтеносных впадин. Естествен поэтому всевозрастающий интерес к соленосным бассейнам и связанным с ними рассолам как к источникам рудогенных растворов.

Современные металлоносные термальные рассолы могут рассматриваться как аналоги рудогенных растворов, из которых в прошлые эпохи формировались месторождения Pb, Zn и других металлов. Поэтому всестороннее изучение этих рассолов, выявление закономерностей их перемещения в осадочной оболочке и условий создания в них рудных концентраций металлов — важная геохимическая задача.

Наиболее изученными в настоящее время являются вскрытые глубокими напорными скважинами металлоносные рассолы Челекенского полуострова [Дворов, Павлов, 1978; Лебедев, 1975], калифорнийские рассолы близ оз. Солтон-Си [White, 1968], рассолы впадин Красного моря [Эмери и др., 1974]. В литературе имеются также данные по металлоносным рассолам Припятской впадины [Герасимов и др., 1975; Голева, 1977; Лавров и др., 1975], Предкарпатского прогиба [Бабинец, Мальская, 1975; Голева, 1977; Голева и др., 1981; Писарчик, 1977], Сибирской платформы [Голева, 1977; Пиннекер, 1966], Афгано-Таджикской впадины [Голева, 1977] и др.

Происхождение самих термальных рассолов исследователи связывают либо с отжимаемой в процессе диа- и катагенеза рапой солеродных бассейнов [Богашова, 1983; Басков, 1976; Богданов, 1967; Дворов, Павлов, 1978; Писарчик, 1977; и др.], либо с растворением эвапоритов метеогенными водами [Пиннекер, 1966]. В единичных работах встречаются указания на глубокий источник рассолов, а также на возможность формирования рассолов из захороненной морской воды под действием фильтрационного эффекта [Хэнор, 1982]. Вопрос об источнике рудных элементов в этих рассолах также является дискуссионным.

В качестве источника тяжелых металлов все чаще рассматриваются осадочные или осадочно-метаморфические породы, по которым мигрируют рассолы [Барсуков, Рябчиков, 1980; Богашова, 1983; Голева, 1977; Дворов, Павлов, 1978; Краускопф, 1970; и др.]. Однако признавая ведущую роль вмещающих пород в концентрировании металлов в рассолах,

Т а б л и ц а 1

Химический состав гидротермальных рудоносных рассолов

Регион	Температура, °С	рН	Содержание, г/кг	
			Σ	Cl ⁻
Челекен	67–81	5,3–6,5	230–290	143,5–176,1
Солтон-Си, скв. 1-ПД	300–360	5,2	332,0	155,0
Красное море, впадина Атлантис II	56,5	5,2	257,7	156,0

Т а б л и ц а 2

Химический состав рассолов межсолевых и подсолевых комплексов

Регион	Место отбора, возраст	Глубина, м	Температура, °С	рН
Припятская впадина [Махнач, 1980]	Межсолевой комплекс, средние данные по 112 пробам, D	До 4715	–	5,7
	Трускавец-2, P ₁ -N ₁	0	40	3,9
Предкарпатский прогиб [Бабинец, Мальская, 1975]	Помярки-2, P ₃	0	65	–
	Стебник-шахта, N ₁ vit	–	–	–
Восточно-Сибирская платформа [Пиннеркер, 1966]	Нижнеудинская скважина, ε ₁ mt	3218–3233	67	–
	Тыретская скважина, ε ₁ mt	2200–2220	31	–
	Шелонинская скважина, ε ₁ an	476–499	–	–

исследователи предполагают первичную обогащенность этих пород металлами. Обязательным условием создания рудных концентраций металлов в рассолах все исследователи считают повышенные температуры.

Все упомянутые выше металлоносные рассолы, независимо от геологических и возрастных различий регионов, имеют ряд общих характеристик: повышенные температуры (50–150°С, реже – более высокие), минерализация их всегда выше 250 г/кг, все они относятся к хлоркальциевому¹ типу, т.е. являются глубокометаморфизованными. Для них характерны также высокие концентрации К (табл. 1, 2).

Содержание тяжелых металлов в большинстве исследованных рассолов

¹ По классификации М.Г. Валяшко [1955].

Содержание, г/кг					
SO_4^{2-}	Br^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
0,25–0,62	0,53	16,43–22,8	26,2–35,0	66,6–90,0	0,38–0,65
Сл.	0,12	28,0	0,054	50,4	17,5
0,84	0,128	5,15	0,76	92,60	1,87

Содержание, г/кг							
Σ	Cl^-	SO_4^{2-}	Br^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
313,69	196,72	0,83	1,60	38,81	4,86	75,66	4,50
314,0	194,69	0,29	0,76	29,46	4,30	$\Sigma \text{Na} + \text{K}$ 91,75	
294,0	177,50	0,39	0,65	14,23	3,03	97,67	
339,0	230,10	0,56	1,43	9,12	45,0	54,04	
323,32	203,90	Сл.	5,60	68,11	12,18	26,49	5,61
294,00	187,20	0,18	5,27	77,02	11,04	6,29	3,13
354,91	229,57	Не обн.	4,80	69,72	28,90	7,52	14,27

составляет единицы или десятки миллиграммов на килограмм. Редко эти концентрации достигают сотен миллиграммов на килограмм (Солтон-Си и единичные пробы Челекена; табл. 3).

Использование генетических критериев (отношения $\text{Br}^- \cdot 10^3 / \text{Cl}^-$, $\text{ЭMg}^{2+} / \text{ЭСi}^-$, $\text{ЭNa}^+ / \text{ЭСi}^-$ и др. [Богданов, 1967]) (рисунок) позволяет отнести эти рассолы либо к испарительно-морским (рассолы Сибирской платформы, Припятской впадины, Челекена), либо к рассолам смешанного генезиса (примесь вод выщелачивания галита и калийных солей к седиментогенным водам). К рассолам смешанного генезиса, вероятно, относится калифорнийский рассол (Солтон-Си). Хотя на графиках отношений

¹ $\text{ЭMg}^{2+} = \text{ЭMg}^{2+} + \text{ЭCa}^{2+} - \text{ЭСO}_4^{2-}$ [Богданов, 1967].

Таблица 3

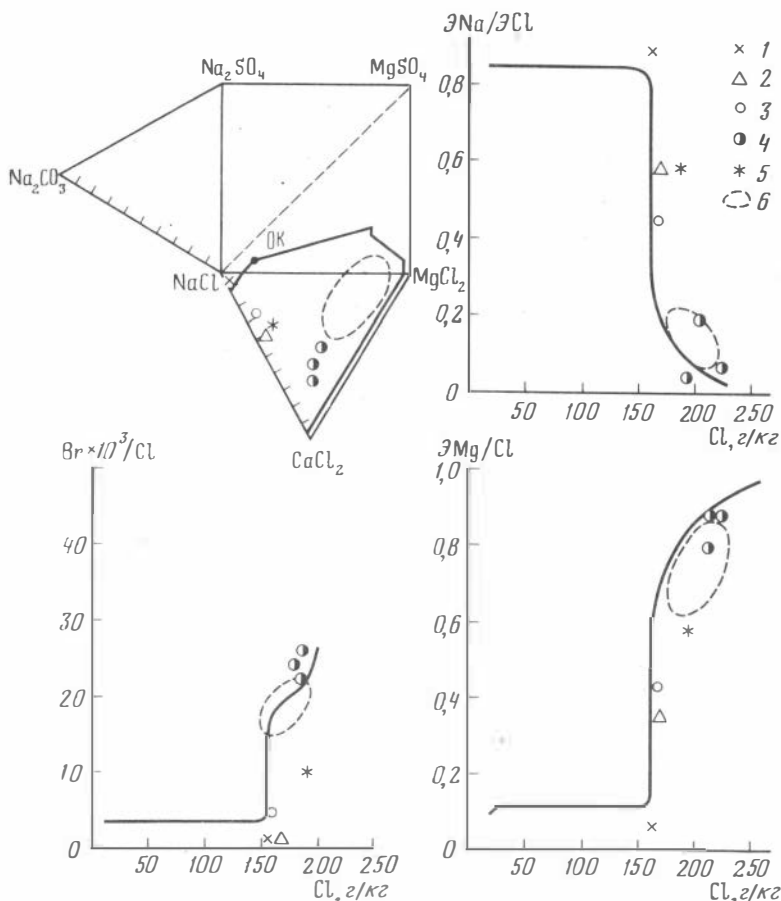
Содержание тяжелых металлов в термальных рассолах и поровых растворах, мг/кг

Объект	Месторождение	Pb	Zn	Cu
Термальные рассолы	Солтон-Си [White, 1968]	100	540	8
	Челекен [Лебедев, 1975]	Сл. – 140	Сл – 9	0,3–15
	Красное море (Атлан- тис II) [Эмери и др., 1974]	0,6	5,0	0,3
	Предкарпатский прогиб, Трускавец [Писарчик, 1977]	–	21–52	5–21
	Предкарпатский прогиб [Голева, 1977]	1,8 <u>0,6–4,1</u>	21,5 <u>1,8–34,0</u>	0,01 <u>0,007–1,0</u>
	Припятский межсолевые прогиб рассолы	0,39–0,52	2,6–10,4	до 1,3
	[Лавров и др., 1975] подсолевые рассолы	1,0–11,0	2,0–24,0	0,22–25,3
	Восточно-Сибирская плат- форма [Пиннекер, 1966] (среднее по 50 пробам)	23 <u>0,6–84</u>	7 <u>0,2–28</u>	6 <u>0,6–29</u>
	Восточно-Сибирская плат- форма [Голева, 1977], подсолевые воды	8,5 <u>1,3–11,3</u>	1,97 <u>0,3–3,6</u>	0,9 <u>0,2–1,5</u>
	Афгано-Таджикская впади- на [Голева, 1977], подсоле- вые воды	10,4 <u>3,2–21,0</u>	18,3 <u>5,0–25,0</u>	0,6 <u>0,20–0,78</u>
Поровые растворы	Стебникское месторожде- ние калийных солей, 54 пробы	13,5 <u>4,2–39,9</u>	38,8 <u>16,8–87,6</u>	3,2 <u>1,0–9,7</u>
	Старобинское месторож- дение калийных солей, 9 проб	6,04 <u>1,0–16,3</u>	12,62 <u>6,6–17,5</u>	0,56 <u>0,3–1,4</u>
	Верхнекамское месторож- дение калийных солей, 7 проб	5,56 <u>0,72–9,78</u>	1,23 <u>0,56–2,00</u>	1,14 <u>0,70–8,40</u>
Рассо- лы ка- пежа	Стебник, проб № 50	5,3	44,0	0,18
	№ 48,	2,2	0,95	0,17

Примечание: Числитель – средние данные, знаменатель – интервал колебаний.

$\text{ЭMg}^{2+}/\text{ЭСI}^-$ и $\text{ЭNa}^+/\text{ЭСI}^-$ он занимает положение морского рассола, сформировавшегося на галитовой стадии сгущения морской воды, высокое содержание в нем К и пониженное Вг свидетельствуют о примеси растворов выщелачивания калийных солей. Металлоносные рассолы Красного моря представляют собой типичные растворы выщелачивания солей. Однако и содержание тяжелых металлов в красноморских рассолах на порядок ниже, чем в рассолах Челекена.

Высокая степень метаморфизации рудоносных термальных рассолов свидетельствует об активном и длительном их взаимодействии с терригенными и терригенно-карбонатными породами. Преимущественно мор-



Положение точек состава поровых и термальных рассолов на графиках ионных отношений и диаграмме солевого состава

Рассолы: 1 – Красного моря, 2 – Солтон-Си, 3 – Челекена, 4 – Восточно-Сибирской платформы, 5 – Припятской впадины; 6 – области размещения точек большей части поровых растворов

ской генезис металлоносных рассолов и их приуроченность к глубоким водоносным горизонтам ($t > 50^\circ\text{C}$) показывают, что это взаимодействие происходило в подстилающих солеродные бассейны толщ, сформировавшихся в бассейнах нормальной солености при миграции через них рассолов.

Следовательно, изучение подсолевых отложений, закономерностей перемещения в них рассолов и условий взаимодействия рассолов с породами может дать ответы на многие вопросы генезиса рудоносных и рудогенных рассолов и источника в них рудного вещества.

О том, что рассолы морских эвапоритовых бассейнов опускались в подстилающие отложения и вытесняли менее минерализованные воды, свидетельствует гидрохимическая зональность, установленная И.К.Зайцевым, а также геологические и экспериментальные исследования М.Г.Валяшко,

Таблица 4

Химический состав поровых растворов и вод рассолопроявлений Стебникского месторождения калийных солей, г/кг

Объект	Место отбора, стратиграфический горизонт	Количество проб	Σ	Cl^-	SO_4^{2-}
Поровые растворы	$N_1 \text{vrt}_3$	23	308,2 263,7–336,0	168,1 152,4–180,8	43,7 32,0–53,4
	$N_1 \text{vrt}_3$	44	287,1 245,8–338,4	181,4 159,0–219,4	1,1 0,1–5,2
	$N_1 \text{vrt}_2(\text{тq})$	9	317,0 274,7–349,9	202,3 181,5–223,9	Не обн.
Растворы калежа	Рудник 2, пробы	49	356,6	225,8	0,1
		48	324,1	196,4	1,0
		50	381,5	236,8	33,0
	Орт 2/1		309,1	194,7	Не обн.
	Рудник 1, кв. 500		315,2	202,1	Не обн.

Примечание. Числитель — среднее, знаменатель — интервал обнаружения, м.

А.И.Поливановой [1976], Е.А.Баскова [1976] и др. Важно ответить на вопрос — каким образом происходила эта миграция рассолов: только ли в виде свободных гравитационных растворов по макропустотам и тектоническим нарушениям или возможен другой механизм — их перемещение по микропорам через стадию связанных вод.

Информацию о формировании и перемещении рассолов в подсолевых отложениях могут дать поровые растворы.

Исследование таких растворов было нами проведено на месторождениях калийных солей: Стебникском, Верхнекамском и Старобинском. Наиболее детально изучены поровые растворы и вмещающие их породы на Стебникском месторождении. Отжатие поровых растворов с помощью титановых пресс-форм производилось как из внутрисолевых глинистых прослоев, так и из подсолевых и межсолевых отложений значительной мощности (сотни метров).

Анализ растворов на тяжелые металлы производился на штормном абсорбере. Было установлено, что высококонцентрированными рассолами испарительно-морского генезиса пропитаны не только внутрисолевые прослои глины, но и вся опробованная подсолевая глинистая толща, сформировавшаяся в бассейнах малой солености. Объемы поровых растворов составляют 100–200 л в 1 м³ породы. О морском генезисе всех исследованных поровых растворов свидетельствуют такие генетические индикаторы, как

Br^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Тип
<u>4,5</u> 2,5–9,9	Не обн.	<u>50,1</u> 34,6–60,8	<u>19,7</u> 12,4–24,8	<u>23,6</u> 12,6–27,7	Сульфатный
<u>2,9</u> 1,0–4,8	<u>4,5</u> 0,7–9,6	<u>41,5</u> 20,1–63,9	<u>28,7</u> 7,7–59,8	<u>18,6</u> 8,6–35,3	Сульфатный и хлоридный
<u>3,7</u> 3,5–4,6	<u>73,6</u> 47,8–82,8	<u>14,4</u> 11,0–29,3	<u>11,8</u> 5,5–15,9	<u>12,3</u> 5,8–35,8	Хлоридный
2,0	75,0	12,1	32,2	9,3	”
–	7,4	13,0	78,6	27,7	”
–	Не обн.	75,0	24,1	12,6	Сульфатный
3,9	51,5	20,9	17,8	19,3	Хлоридный
2,92	55,0	24,3	11,3	19,6	”

отношения $\text{Br}^- \cdot 10^3 / \text{Cl}^-$, $\text{ЭMg}^{2+} / \text{ЭCl}^-$, $\text{ЭNa}^+ / \text{ЭCl}^-$ и др. (см. рисунок). Химический состав поровых растворов каждого месторождения соответствует маточной рапе, из которой отлагались калийные соли, но в различной степени метаморфизованной. Поровые рассолы Верхнекамского и Старобинского месторождений относятся к хлоридному (хлоркальциевому) типу, стебникские поровые рассолы представлены двумя типами: сульфатными и хлоркальциевыми (табл. 4). Кроме типичных сульфатных и хлоркальциевых рассолов, на Стебникском месторождении зафиксированы все стадии перехода от первых ко вторым. Всевозрастающая степень метаморфизации поровых растворов с глубиной, достигающая максимальных величин в отложениях подсолевой загорской свиты миоцена, характерна для всего месторождения. Это может служить свидетельством фронтального опускания рассолов на больших площадях, соответствующих площади самого солеродного бассейна.

На перемещение рассолов в соленосных и подсолевых глинах Стебника, происходящее и в настоящее время, указывают периодически возникающие в шахтах рассолопроявления (капежи), химический состав которых часто одинаков с составом поровых растворов (см. табл. 4). Такая идентичность химического состава рассолов, отжатых в лабораторных условиях и под действием геостатического давления, дает основание говорить об их генетическом единстве.

Сопоставляя состав поровых рассолов различных соляных месторождений как между собой, так и с составом рудогенных рассолов морского генезиса (см. табл. 2), обнаруживаем их значительное сходство. Различие их заключается чаще всего в более высоком содержании хлоридов Na в глубинных свободных рассолах. Такое различие может свидетельствовать как о растворении хлоридов Na опускающимися рассолами (при наличии галитовых прослоев), так и о смешении метаморфизованных маточных рассолов с водами выщелачивания в коллекторах.

Рассмотренные данные, свидетельствующие о перемещении рассолов по микропорам на сотни (а вероятно, и тысячи) метров, показывают, что глины, традиционно считавшиеся водоупорами, не являются таковыми для высококонцентрированных растворов. При взаимодействии рассолов с дисперсными глинистыми породами, содержащими менее соленые связанные растворы, вследствие уменьшения двойного электрического слоя на границе дисперсных частиц и раствора происходит сближение и коагуляция дисперсных частиц. Этот процесс приводит к возникновению дополнительного порового пространства, заполняемого тяжелыми рассолами.

Если при "жизни" солеродного бассейна перемещение рассолов в подстилающие отложения происходило в основном под действием гравитационного фактора и разуплотняющего воздействия рассолов на терригенные породы, то по мере формирования соляных залежей и литификации отложений все большую роль играло геостатическое давление. Тектонические процессы способствовали перемещению рассолов, их перераспределению внутри глинистых и песчано-глинистых пород.

Заполнение тяжелыми рапными рассолами порового пространства межсолевых и подсолевых отложений Припятской впадины А.А.Махнач [1980] и В.М.Шиманович связывают с аномально высокими пластовыми давлениями, приводящими к гидроразрыву пласта, поступлению рапы в зоны разломов и последующему, преимущественно нисходящему, внедрению ее в подсолевые терригенно-карбонатные породы.

При исследовании поровых растворов нами было установлено, что все они металлоносны: содержание Pb, Zn и Cu варьирует в них от десятых долей до десятков миллиграммов на килограмм (см. табл. 3). Максимальная концентрация Pb — 38,9; Zn — 87,6; Cu — 9,7. Эти данные показывают, что содержание металлов в поровых растворах на порядок выше их содержания в рудогенных красноморских рассолах и идентично их содержанию в металлоносных рассолах Челекена, артезианских бассейнов Предкарпатья, Припятской впадины, Сибирской платформы и др. Несмотря на близость макросостава поровых растворов калийных месторождений, средние содержания в них тяжелых металлов отличаются значительно. Наиболее высокими содержаниями металлов в поровых растворах характеризуются глины Стебникского месторождения калийных солей. Металлы в этих глинах весьма мобильны: в 2%-ную HCl вытяжку переходит до 60% Pb, 40% — Zn, 50% Cu от валовых их концентраций. Вопрос об источнике рудных элементов в исследованных поровых растворах достаточно ясен. Морской генезис поровых рассолов дает основание считать основным источником для них тяжелых металлов вмещающие породы, которые, как показали анализы, содержат металлы на кларковом уровне или ниже его. Обеднение (по отношению к кларку) силикатно-карбонатной составляющей соленос-

ных глин не только Pb, Cu и Zn, но и рядом других микро- и макрокомпонентов было установлено для всех трех месторождений (Стебникского, Верхнекамского и Старобинского). Эти данные согласуются с опубликованными материалами по содержанию микроэлементов в межсолевых терригенно-карбонатных породах Припятской впадины [Махнач, 1980].

Полученные данные по металлоносности и степени метаморфизации поровых растворов свидетельствуют об исключительной агрессивности рассолов в условиях, когда их контакт с породами происходит через стадию связанных вод, когда площадь соприкосновения и взаимодействия рассола с породой составляет единицы и десятки метров на 1 г породы [Злочевская, 1969]. Расчеты и экспериментальные исследования, имитирующие перемещение рассолов в подсолевых толщах, показали, что высокая степень метаморфизации поровых рассолов в глинах может быть достигнута лишь за счет Ca поглощенного комплекса [Богашова и др., 1982]. Расчеты показали также, что для создания рудных концентраций тяжелых металлов в поровых растворах достаточно выщелачивания из пород лишь 10% их валового кларкового содержания. При динамическом характере взаимодействия рассолов с терригенными породами этот процент, вероятно, будет значительно ниже. Возможность создания рудных концентраций тяжелых металлов в поровых растворах при кларковых концентрациях металлов в породах была нами подтверждена экспериментально [Богашова и др., 1982].

Агрессивность рассолов обусловлена исключительно высоким содержанием в них комплексообразователей (Cl^- и Br^-) и кислой реакцией (большинство рассолов имеют pH = 5–5,5 и ниже). Тяжелые металлы, выщелоченные рассолами из пород, образуют с Cl устойчивые комплексы [Лебедев, 1975; Хелгесон, 1967], тормозящие обратную сорбцию металлов глинами при миграции рассолов в подсолевых и межсолевых толщах.

Таким образом, все полученные при исследовании поровых растворов данные и сопоставление их с литературными данными по рудоносным гравитационным рассолам дают основание для следующего заключения. Формирование рудоносных термальных рассолов происходило преимущественно через стадию поровых (связанных) вод в подсолевых терригенных и терригенно-карбонатных толщах. Здесь шли процессы их метаморфизации и создания в них рудных концентраций тяжелых металлов, которые обеспечивались кларковыми концентрациями металлов во вмещающих породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабинец А.Е., Мальская Р.В. Геохимия минерализованных вод Предкарпатья. Киев: Наук. думка, 1975. 190 с.
- Басков Е.А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенетических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 199 с.
- Барсуков В.А., Рябчиков И.Д. Об источнике рудного вещества. – Геохимия, 1980, № 10, с. 1439–1449.
- Богашова Л.Г. Металлоносные поровые растворы соленосных отложений. – ДАН СССР, 1983, т. 269, № 4, с. 932–933.
- Богашова Л.Г., Муравьева Л.Я., Родионова И.П., Валяшко М.Г. Роль рассолов галогенных отложений в мобилизации рудных элементов. – В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 4–11.

- Богданов Ю.В.* О роли седиментационных (поровых) вод в образовании стратифицированных месторождений меди. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 647–652.
- Валяшко М.Г.* Основные химические типы вод и их формирование. — ДАН СССР, 1955, т. 102, № 2, с. 315–318.
- Валяшко М.Г.* и др. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1966. 73 с.
- Герасимов В.Г., Альтшулер П.Г., Комаровский Г.К., Пролесковский Ю.А.* Содержание меди, марганца и кобальта в пластовых водах некоторых площадей Припятской впадины. — В кн.: Микроэлементы и прогнозирование нефтегазоносности. Минск: Наука и техника, 1975, с. 58–61.
- Голева Г.А.* Гидрохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 214 с.
- Голева Г.А., Торикова М.В.* и др. Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов. М.: Недра, 1981. 261 с.
- Дворов В.И., Павлов Д.И.* Приразломные зоны сульфидного обогащения и возможный механизм формирования металлоносных рассолов. — Сов. геология, 1978, № 6, с. 97–108.
- Злочевская Р.И.* Связанная вода в глинистых грунтах. М.: Изд-во МГУ, 1969. 175 с.
- Краускопф К.В.* Горные породы как источник металлоносных флюидов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 11–40.
- Лавров А.П., Шаповал Л.И., Гармашева Л.Ф., Медведева М.Г.* Некоторые закономерности формирования и распределения микроэлементов в пластовых водах и нефтях Припятской впадины. — В кн.: Микроэлементы и прогнозирование нефтегазоносности. Минск: Наука и техника, 1975, с. 53–58.
- Лебедев Л.М.* Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 261 с.
- Махнач А.А.* Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 196 с.
- Пиннекер Е.В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 330 с.
- Писарчик Я.К.* О генезисе Трускавецкого месторождения свинца и цинка. — В кн.: Вопросы региональной и генетической минералогии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 118–124.
- Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 245 с.
- Поливанова А.И.* Происхождение подсолевых рассолов и их роль в газообразовании. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1976. 40 с.
- Смирнов В.И.* Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании стратиформных месторождений цветных металлов. — В кн.: Междунар. геол. конгр., Монреаль. М.: Наука, 1977, с. 315–321.
- Хелгесон Г.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 184 с.
- Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза. II. Элизонный катагенез. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 5, с. 15–32.
- Хрущов Д.П., Байбаков С.А.* и др. Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах. Киев: ИГФМАН УССР, 1979. 56 с.
- Хэнор Дж.С.* Гидротермальные флюиды осадочного генезиса. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с. 122–144.
- Эмери К., Хант Д., Хейс Э.* Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудообразование. М.: Мир, 1974, с. 7–25.
- White D.E.* Environments of Generation of some base metal ore deposits. — Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 4, p. 301–335.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА

В осадочных породах содержатся огромные объемы захороненных рассолов, которые генетически связаны с процессами морского галогенеза, с процессами концентрирования морской воды. Континентальный галогенез имеет незначительное, по сравнению с морским, распространение. Поэтому установление закономерностей поведения и распределения между жидкой и твердой фазами различных элементов, в том числе и микроэлементов, при сгущении морской воды и при прогрессирующем осолонении бассейна является важной геохимической задачей.

И.Ф.Костенко [1977] подразделяет микроэлементы, содержащиеся в солях и рассолах, на галофильные и галофобные. Некоторые закономерности поведения галофильных элементов, к которым относятся Br, J, F, B, установлены как экспериментально при сгущении морской воды и рассолов хлоркальциевого типа, так и при геохимических исследованиях на эксплуатируемых соляных месторождениях [Азизов, 1975; Богашова и др., 1982; Бойко, 1980; Костенко, 1977, 1982]. Было установлено, что эти элементы имеют тенденцию к накоплению в рапе по мере увеличения концентрации рассола.

В эксперименте по испарению воды Черного моря И.К.Жеребцова и Н.Н.Волкова [1966] галофильные элементы разделяют на две группы. К первой относятся B, J, Br — элементы, которые накапливаются в жидкой фазе вплоть до эвтоники. Ко второй группе — Sr, который сначала накапливается, а затем, на стадии садки карналлита, извлекается из рассолов в твердую фазу. Авторы предлагают рассматривать эти элементы как геохимические показатели происхождения и стадии сгущения рассолов.

В опыте, проведенном А.И.Азизовым [1975] при сгущении природного раствора хлоркальциевого типа, микроэлементы J, Br и B также накапливаются в растворе на протяжении всего процесса сгущения (до удельного веса рассола 1,41).

Т.Ф.Бойко [1973] на примере ряда природных объектов, которые относятся к различным по типу и возрастам галогенным формациям, рассматривает распределение ряда редких элементов, при котором галофильные элементы накапливаются в рапе. Так, Sr в бассейнах сульфатного типа накапливается в рапе до начала садки галита, а в водоемах хлоридного типа Sr остается в жидкой фазе до конечных рассолов. В бассейнах, питающихся морской и глубинными водами, после начала отложения солей Na накапливается B.

Менее изучена вторая группа микроэлементов — галофобных, объединяющая тяжелые металлы, редкие земли, Al и др., характеризующиеся, по определению И.Ф.Костенко [1977], уменьшением концентрации при прогрессирующем осолонении солеродного бассейна. Поведение некоторых галофобных элементов изучалось И.Ф.Костенко в природных условиях в рапе оз. Бурлинского в процессе континентального галогенеза. Им уста-

новлено, что содержания галофобных элементов в рассоле находятся в обратной зависимости от его минерализации. К факторам, способствующим удалению галофобных элементов из рапы в твердую фазу, относятся структурные особенности растворов и сорбция микроэлементов глинистым и органическим материалом, которая, в свою очередь, зависит от питания данного водоема привносимыми водами. Переход металлов в осадок осуществляется также захватом газово-жидкими включениями в период интенсивной садки соли и зависит от химических, энергетических и кристаллохимических свойств элементов.

Содержание микроэлементов в рассолах может претерпевать значительные изменения при захоронении и перемещении рассолов в подсолевых отложениях. Ранее нами было установлено [Богашова и др., 1982], что в седиментационных поровых растворах внутрисолевых и подсолевых глин Стебниковского месторождения калийных солей содержание тяжелых металлов на три—пять порядков превышает их содержание в морской воде. Источником таких концентраций металлов в растворах морского генезиса могли быть сгущающаяся морская вода и вмещающие породы. Выявление возможной роли сгущения в создании высоких концентраций металлов в поровых растворах наряду с общей геохимической задачей установления закономерностей распределения металлов в системе вода—осадок в процессе галогенеза послужило основой для проведения настоящей экспериментальной работы.

Были поставлены два параллельных эксперимента по выпариванию воды Черного моря до стадии садки карбонатов (вода взята в прибрежной части моря, в 7 км от г. Евпатория) и рапы из бассейнов сгущения соляного промысла оз. Сасык-Сиваш (находящейся на стадии садки галита) до эвтонической стадии. Опыт по солнечному испарению рапы до стадии садки калийных солей проводился на базе Сакского химического завода в полиэтиленовых кюветах в течение месяца. Окончание опыта по испарению рапы и испарение морской воды проводились в термостатной комнате при температуре +25°C. Контроль процесса сгущения осуществлялся по удельному весу сгущающегося раствора, а также по макросоставу рассолов [Валяшко, 1962]. Анализ макросостава солей и сгущающегося раствора на стадиях садки галита, сульфатно-магниевого солей, калийных солей и бишофита был выполнен классическими методами.

Определение Pb, Zn и Cu в жидких и твердых фазах было проведено на атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы "Хитачи" с предварительной экстракцией четыреххлористым углеродом диэтилдитиокарбаматов металлов [Химический..., 1974], с концентрированием в 20 раз. Мешающее влияние органического вещества при экстракции устранялось предварительным его разложением перекисью водорода [Золотов, Кузьмин, 1971].

При испарении морской воды до стадии садки карбонатов было обнаружено, что значительная часть металлов переходит в осадок (табл. 1).

Содержание металлов в экспериментальном карбонатном осадке того же порядка, что и кларковое содержание их в карбонатных породах. Подсчитано, что в карбонатный осадок из морской воды при испарении переходит до 40% Zn, 26% Pb, 28% Cu.

В экспериментальной работе В.П. Баранник и др. [1975] показано,

Т а б л и ц а 1

Содержание Zn, Pb и Cu в морской воде и карбонатном осадке, образующемся при ее лабораторном испарении, мкг/кг

Объект исследования	Zn	Pb	Cu
Черноморская вода, используемая в эксперименте	0,044	0,003	0,004
Сухой остаток черноморской воды (в пересчете)	2,44	0,17	0,22
Карбонатный осадок (эксперимент)	48,63	2,00	2,92
Карбонатные породы (кларк по К.Таркяну и К.Ведеполу, 1961 г. [Краткий..., 1977])	20,0	9,0	4,0

что в процессе испарения черноморской воды в осадок благодаря сорбции кристаллическими солями карбонатов Ca и Mg выделяются тяжелые металлы, причем ионов Zn^{2+} соосаждается основным карбонатом Mg до 72% и до ~ 40% ионов Cu^{2+} . Это указывает на высокую сорбционную способность основного карбоната Mg. Лабораторные эксперименты подтверждаются В.П.Баранник и непосредственным анализом элементов в рапе Сиваша.

Следовательно, несмотря на относительно малые объемы выпадающего осадка (0,34 г из 1 л раствора), роль его в регулировании содержаний тяжелых металлов оказывается ведущей в процессе галогенеза, и на карбонатной стадии сгущения морской воды накопление Zn, Pb, Cu в осадке будет преобладать над накоплением их в жидкой фазе.

Рассмотрим поведение тяжелых металлов в процессе испарения рапы оз. Сасык-Сиваш от галитовой стадии до бишофитовой. Данные по макро составу рапы и выпадающих солей на различных стадиях сгущения представлены в табл. 2 и на рис. 1, 2. Результаты определения содержаний металлов в рапе и в солях представлены в табл. 3 и на рис. 3.

Из полученных данных видно, что при концентрировании рапы до минерализации 343,8 г/кг, соответствующей стадии садки бишофита, содержание Zn, Pb и Cu неуклонно возрастает. По сравнению с исходной рапой галитовой стадии в эвтонической стадии содержание Zn увеличивается в 6,6 раза, Pb — в 4 раза, Cu — на порядок.

Соответственно, в последовательно выпадающих солях наблюдается уменьшение содержания металлов, в солях бишофитовой стадии нами не обнаружен ни один из этих металлов, что согласуется с результатами исследований И.Ф.Костенко [1977, 1982] и Т.Ф.Бойко. Наибольшее количество тяжелых металлов, в основном Zn, выпадает на галитовой стадии. Новосадка галита характеризуется обильными газово-жидкими включениями, с которыми могут захватываться и металлы, вследствие того, что выпадение солей на галитовой стадии сгущения морской воды является самым мощным и быстрым во времени процессом садки в галогенезе (галит составляет 78% всех солей в морской воде, а в галитовой стадии выделяется 70% общего галита [Жеребцова, Волкова, 1966]).

Т а б л и ц а 2

Макросостав рапы и солей на различных стадиях сгущения рапы оз. Сасык-Сиваш

Стадия сгущения	Удельный вес	Минерализация, г/кг	Фаза	Ca ²⁺
Исходная рапа	1,22	267,7		0,41 20,5
Галитовая	1,23	273,0	Рапа	0,41 20,5
			Соль	1,05 52,5
Галитовая	1,28	300,3	Рапа	0,39 19,5
			Соль	0,54 26,8
			Рапа	—
Сульфатно-магниевых солей	1,29	305,7	Соль	—
			Рапа	—
Калийных солей	1,34	316,9	Соль	—
Бишофитовая	1,34	343,8	Рапа	—
			Соль	—

П р и м е ч а н и е. Содержание: верхняя строка – в г/кг, нижняя – в мг-экв/кг.

Т а б л и ц а 3

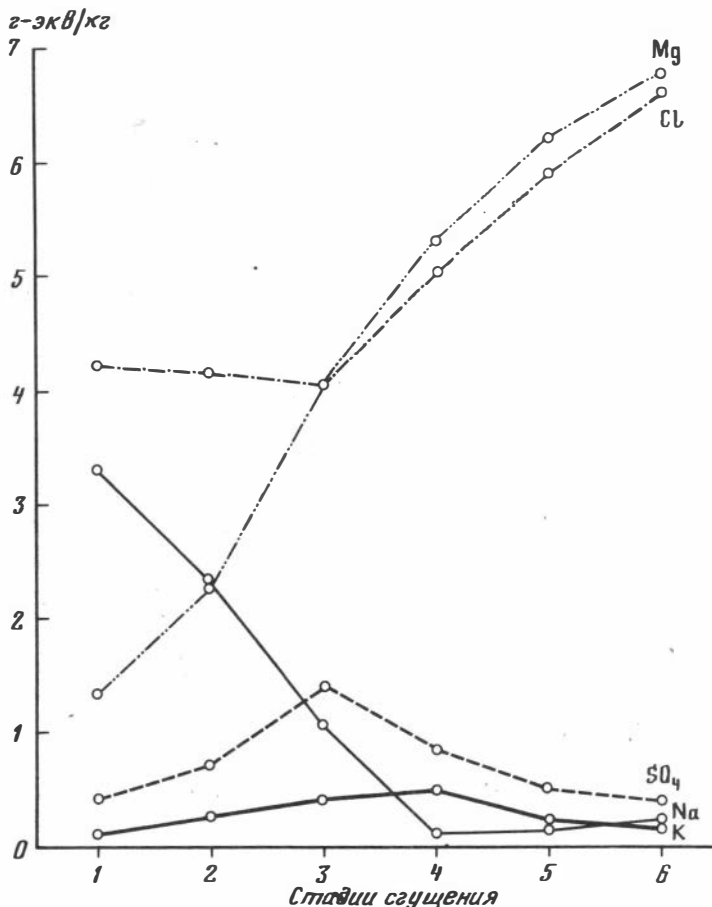
Содержание Zn, Pb, Cu в солях и рапе на различных стадиях сгущения, мг/кг

Стадия сгущения	Твердая фаза			Жидкая фаза		
	Zn	Pb	Cu	Zn	Pb	Cu
Исходная рапа (галитовая)		Не опр.		0,370	0,010	0,016
Галитовая	0,280	0,025	0,027	0,818	0,012	0,023
”	0,180	0,024	0,023	1,378	0,017	0,043
Сульфатно-магниевых солей	Не опр.	0,030	0,020	1,782	0,036	0,055
Калийных солей	0,087	0,007	Не обн.	2,089	0,033	0,144
Бишофитовая		Не обн.		2,450	0,043	0,165

Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
16,22	3,57	75,05	151,37	21,06
1333,9	91,3	3263,1	4263,9	438,7
27,53	9,92	53,70	147,78	33,64
2264,0	253,8	2334,7	4162,8	700,7
4,25	0,71	333,09	521,36	9,62
349,5	18,2	14482,2	14686,2	200,4
49,60	13,06	24,33	143,81	69,11
4079,0	334,1	1057,9	4051,0	1439,5
4,91	1,34	318,51	504,41	5,02
404,0	34,4	13848,3	14208,8	104,5
64,08	18,91	3,18	179,77	39,74
5269,7	483,8	138,3	5063,9	827,7
39,41	3,81	85,79	145,07	143,14
3040,9	97,5	3730,0	4086,4	2981,6
75,8	0,93	4,45	210,0	25,70
6233,5	23,8	193,5	5915,5	535,3
51,50	66,09	22,64	166,60	106,60
4235,2	1694,5	984,2	4693,0	2220,3
82,29	0,76	5,81	235,46	19,53
6767,3	19,4	252,8	6632,7	406,8
37,39	1,02	1,22	106,08	7,93
3074,6	26,09	53,0	2988,3	165,2

Таким образом, содержания Zn, Pb и Cu находятся в прямой зависимости от минерализации сгущающейся рапы в отличие от содержаний микроэлементов в рапе оз. Бурлинского. Но надо учитывать, что И.Ф.Костенко и Т.Ф.Бойко рассматривали в основном водоемы начальной и средней стадии сгущения (до отложения калийно-магниевого солей), так как скопление эвтонических солей крайне ограничено из-за специфических природных условий их образования. Кроме того, все исследования проводились на природных объектах, где значительным фактором вывода металлов из рапы в осадок солеродных бассейнов является сорбция их органическим и глинистым материалом, привносимым в бассейн с водотоками. Однако процесс сорбции тяжелых металлов может иметь место, вероятно, только на ранних стадиях сгущения морской воды. При высоких концентрациях хлоридов в рассолах процесс сорбции должен тормозиться образованием устойчивых хлоридных комплексов тяжелых металлов.

Сопоставляя полученные данные эксперимента по содержанию металлов в рапе с данными по поровым растворам морского генезиса, отжатым из



Р и с . 1. Поведение макрокомпонентов в сгущающейся рапе

Стадии сгущения: 1 – исходная рапа, 2,3 – галитовые, 4 – сульфатно-магниевая, 5 – калийных солей, 6 – бишофитовая

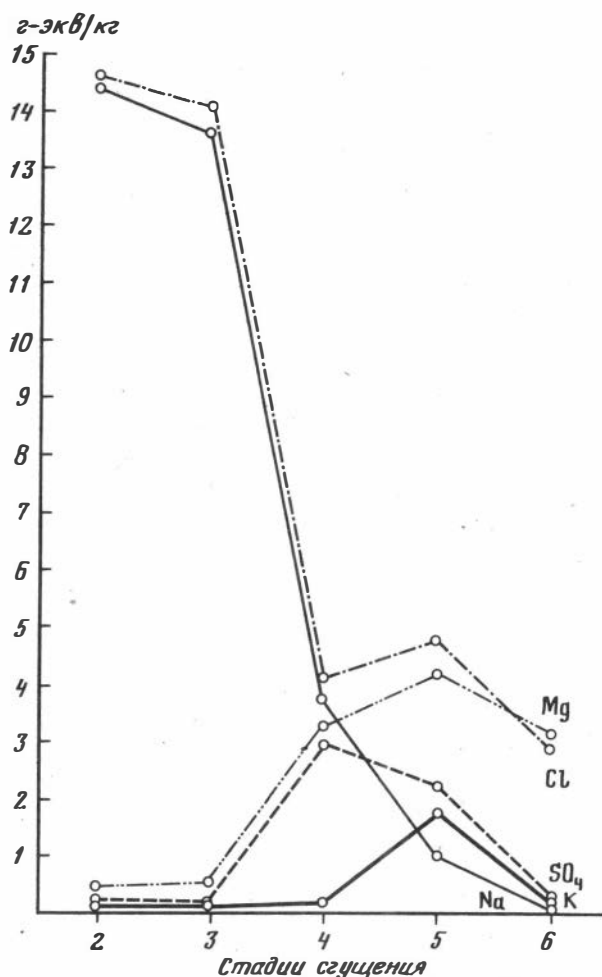
соленосных глин калийных месторождений, обнаруживаем, что содержание металлов в захороненных растворах значительно выше (Zn и Cu на порядок, а Pb на два порядка), чем в рапе на стадии садки калийных солей.

Для наглядности был рассчитан коэффициент концентрирования (K) тяжелых металлов в поровых растворах и в рапе на различных стадиях сгущения относительно содержания металлов в морской воде по формуле

$$K = \frac{C(\text{рассол}) - C(\text{морская вода})}{C(\text{морская вода})}$$

где C – концентрация металлов (табл. 4).

На каждой последующей стадии сгущения рапы K возрастает, но тем не менее в конечной рапе на бишофитовой стадии концентрирования эта вели-

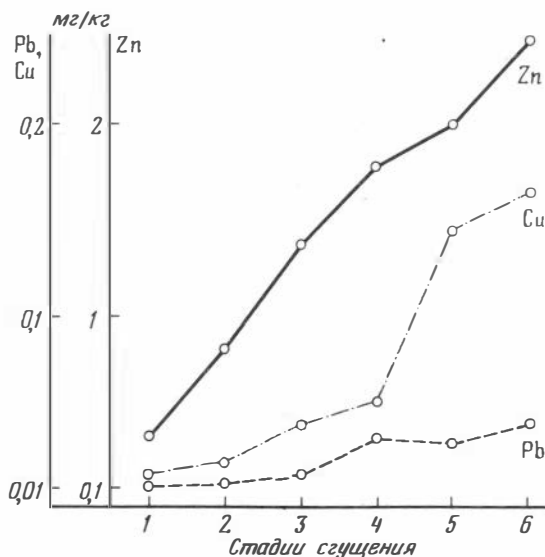


Р и с . 2. Поведение макрокомпонентов в солях, образующихся при сгущении рапы
Условные обозначения см. на рис. 1

чина намного ниже, чем в поровых растворах. Вклад в валовое содержание металлов в поровых растворах, исходя из содержаний их в рапе на стадии садки калийных солей, составляет для Zn — 7, для Pb — 0,3, для Cu — 4%.

Следовательно, даже при благоприятных условиях для накопления в рапе металлов (отсутствие привноса терригенного и органического материала) процесс сгущения морской воды не в состоянии обеспечить такие высокие концентрации их в поровых растворах. Значит, существует вторичное накопление металлов.

Т.Ф.Бойко [1980], рассматривая содержание редких элементов в подземных высокоминерализованных рассолах хлоркальциевого (магниевого) состава, приходит к выводу, что материнские рассолы наземных бассейнов



Р и с. 3. Поведение Zn, Pb, Cu в сгущающейся рапе
Условные обозначения см. на рис. 1

не могут объяснить появление в подземных рассолах высоких содержаний этих элементов. Это заключение подтверждается нашими данными, которые дают основание считать, что основным источником тяжелых металлов в поровых растворах морского генезиса являются вмещающие глинистые породы.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. 40% Zn, 26% Pb и 28% Cu увлекается в осадок с карбонатами Ca и Mg на ранней стадии сгущения морской воды.

2. Экспериментально показано, что содержания Zn, Pb и Cu в рапе по мере сгущения ее от галитовой до бишофитовой стадии возрастают. Соответственно в солях их содержания падают, и на бишофитовой стадии эти металлы не обнаруживаются.

3. Исходя из экспериментальных данных, можно предполагать, что вклад процесса сгущения морской воды в валовое содержание металлов в поровых растворах составляет для Zn — 7, для Pb — 0,3, для Cu — 4%.

Т а б л и ц а 4

Коэффициент концентрирования металлов

Стадия сгущения	Zn	Pb	Cu
Галитовая	7	2	3
Калийных солей	46	10	35
Бишофитовая	55	13	40
Поровые растворы	681	3332	874

ЛИТЕРАТУРА

- Азизов А.И.* Распределение элементов в продуктах выпаривания растворов хлоркальциевого типа. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12, с. 123–128.
- Баранник В.П., Жоров В.А., Совага Е.Е.* и др. Геохимические исследования Сиваша. – Мор. геофиз. исслед., 1975, № 2, с. 210–216.
- Боляшова Л.Г., Муравьева Л.Я., Родионова И.П., Валяшко М.Г.* Роль рассолов галогенных отложений в мобилизации рудных элементов. – В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 4–12.
- Бойко Т.Ф.* О процессах формирования концентраций редких элементов в подземных рассолах и их поисковое значение. – В кн.: Экзогенные месторождения редких элементов. М.: ИМГРЭ, 1980, с. 112–122.
- Бойко Т.Ф.* Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.
- Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- 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. 832–845.
- Зодотов Ю.А., Кузьмин Н.М.* Экстракционное концентрирование. М.: Химия, 1971. 272 с.
- Костенко И.Ф.* Геохимия галофобных элементов при концентрировании рассолов. – В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 142–150.
- Костенко И.Ф.* Состояние изученности геохимии микроэлементов в солях и поверхностных солеродных бассейнах. – В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 90–97.
- Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
- Химический анализ горных пород и минералов/ Под ред. Н.П.Попова, И.А.Столяровой. М.: Недра, 1974. 248 с.

УДК 550.46 : 542.61

*Л.З. Садыков, Т.Д. Аксенова, М.Г. Валяшко,
З.Д. Юдина, Р.С. Хвоинская*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА РАСТВОРЕНИЯ ГАЛИТА, ОБОГАЩЕННОГО ПОЛИГАЛИТОМ, И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАССОЛА, ПОЛУЧАЕМОГО ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ РЕЗЕРВУАРОВ В СОЛЯХ МЕТОДОМ ПОДЗЕМНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

При техническом строительстве в толщах каменной соли, в частности при создании резервуаров-хранилищ для нефтепродуктов и газов, обычно применяется метод подземного выщелачивания. Образующийся при этом рассол может использоваться предприятиями химической промышленности или сбрасываться в подземные рассолоносные горизонты, если таковые в районе строительства имеются.

В том и другом случае возникает необходимость заранее прогнозировать химический состав рассолов, образующихся при выщелачивании соли. Предприятия содового производства как потенциальные потребители этого рассола предъявляют определенные требования к предельному содержанию

ряда компонентов в таком рассоле, прежде всего Ca, Mg, K и SO_4^{2-} . С другой стороны, возможность сброса рассола в подземные горизонты ограничивается вероятностью выпадения солей (высаливание) при смешении заканчиваемого рассола с подземными водами.

Методика расчета прогнозного состава рассолов выщелачивания солей сложного состава, например, содержащих полигалит, который растворяется инконгруэнтно, т.е. с образованием вторичных минералов, остается слабо разработанной. Целесообразность усовершенствования и упрощения этой методики вызвана практической необходимостью строительства сооружений в галитовых толщах, в той или иной степени обогащенных полигалитом.

В настоящей работе, выполненной на кафедре геохимии МГУ в сотрудничестве с отделом лаборатории рассольных комплексов ВНИИПромгаза, рассматриваются результаты экспериментального изучения процессов растворения полигалита и галита, обогащенного полигалитом, методика и результаты расчетов прогнозного состава рассолов выщелачивания, выполненных на основании полевых и экспериментальных лабораторных данных для конкретных участков строительства подземных резервуаров.

Краткая минералого-геохимическая характеристика соленосных отложений, запланированных к выщелачиванию. Районы исследований и намечаемого строительства подземных резервуаров находятся в Башкирии (Кашкарская площадь) и Оренбургской области (Каргалинская площадь). Соленосная толща исследуемых районов приурочена к отложениям кунгурского яруса нижней перми и сложена пластами каменной соли (от 3 до 5) с прослоями гипсо-ангидритовых пород. Общая мощность соленосных отложений на Кашкарской площади составляет 520–660 м с положением кровли на глубинах от 365 до 455 м. В интервале 527–631 м постоянной примесью в галите является полигалит, содержание которого колеблется от 4,51 до 42,28%. На Каргалинской площади для размещения подземных резервуаров используется наиболее мощный пласт, залегающий в интервале 1200–1334 м. В верхней части этого пласта обнаружен полигалит в количествах от 5,12 до 37,25%.

Петрографическое изучение проб солей, отобранных из полигалитовой толщи обеих площадок, свидетельствует, что галит, как правило, имеет крупнокристаллическое строение с полигалитом в виде рассеянной вкрапленности, определяя каемчатую структуру породы. Участки полигалита обычно приурочены к скоплениям глинистого вещества, являющегося, по-видимому, коллектором метаморфизующих растворов, способствовавших превращению первичного осадка CaSO_4 в полигалит. Ангидрит в галите образует тончайшие прожилки и прослои с призматически-зернистой структурой или, реже, пелитоморфные образования. Незначительной примесью в галите являются единичные зерна кизерита (от десятых долей до 2%) и, редко, сильвина и тенардита.

По данным проведенных исследований, соленосные толщи на изучаемых Кашкарской и Каргалинской площадях, несмотря на значительное расстояние между ними (около 200 км), могут рассматриваться как весьма близкие по минералого-петрографическому строению. Они подразделены на две пачки, расчлененные ангидритовым прослоем: верхнюю – полигалит-галитовую и нижнюю – галитовую. Приуроченность мощной полигалит-галито-

вой толщи к определенной части разреза, выдержанность в ней высокого содержания полигалита на расстоянии в сотни километров говорит в пользу первичного происхождения последнего.

Экспериментальное изучение растворения полигалита в воде и в растворе NaCl. Исследованиями М.Г. Валяшко с соавторами [1952] установлено, что в системе $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{K}^+ - \text{Na}^+ - \text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{O}$ полигалит легко образуется при повышенной температуре, но при $+25^\circ\text{C}$ полигалит занимает небольшое поле диаграммы в областях, близких к насыщению MgSO_4 . Значительное сокращение поля полигалита при понижении температуры заставляет предполагать наличие нижнего температурного предела существования полигалита. Я.Г. Вант-Гоффом [1936] низкая температура существования полигалита в системе $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{K}^+ - \text{Na}^+ - \text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{O}$ определяется в $+10^\circ\text{C}$. Прибавление к этой системе NaCl понижает температурный предел устойчивости существования полигалита. Так, по данным Д'Анса, в системе $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{O}$ полигалит наблюдается и при 0°C на стадии выделения карналлита, но наметить границы поля кристаллизации полигалита при этой температуре трудно из-за медленного протекания реакций.

Для того чтобы полигалит был устойчив в каком-то определенном растворе, необходимо, чтобы фигуративная точка состава раствора попала в поле кристаллизации полигалита. Так, при температуре $+25-0^\circ\text{C}$ поле полигалита находится на стадии садки калийно-магниевых солей.

Таким образом, для устойчивого существования полигалита необходима общая значительная концентрация солей в растворе, особенно MgSO_4 и MgCl_2 . Следовательно, в соприкосновении с водой и растворами NaCl (вплоть до насыщенного) полигалит не устойчив и будет разлагаться с образованием новых твердых фаз и накоплением в растворе компонентов растворяемого полигалита до стадии насыщения раствора.

Растворение полигалита в воде и растворах NaCl является сложным процессом из-за сопровождающих его вторичных реакций, ведущих к выпадению новых твердых фаз. Процесс кристаллизации гипса отмечается во всех исследованных случаях и является первой вторичной реакцией, сопровождающей растворение полигалита. Кристаллизация гипса начинается через 20–30 мин после начала растворения и продолжается в течение всего опыта. Образование сингенита происходит при любой температуре растворения галита в воде, но присутствие в воде NaCl препятствует возникновению сингенита. С момента установления сингенитового равновесия в растворе содержание К остается практически постоянным.

Все вторичные реакции сильно замедляют процесс растворения полигалита. Увеличение количества растворителя повышает интенсивность растворения полигалита, мало отражаясь на составе раствора. Для того чтобы воспользоваться в полной мере результатами экспериментальных исследований по растворимости полигалита, выполненных ранее (М.Г. Валяшко, Я.Г. Вант-Гофф и др.), были повторены некоторые опыты с приближением, насколько это возможно, к условиям проведения ранее выполненной экспериментальной работы. Эксперименты выполнялись на фракции $2 > \text{п} > 0,1$ мм дробленого полигалита из Стебникского месторождения, который был идентичен по составу полигалиту Калушского

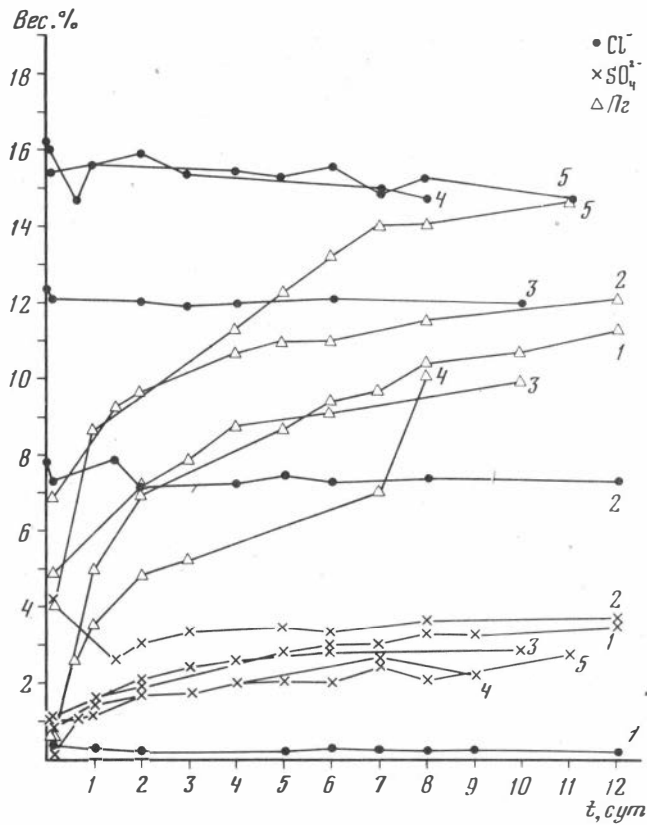
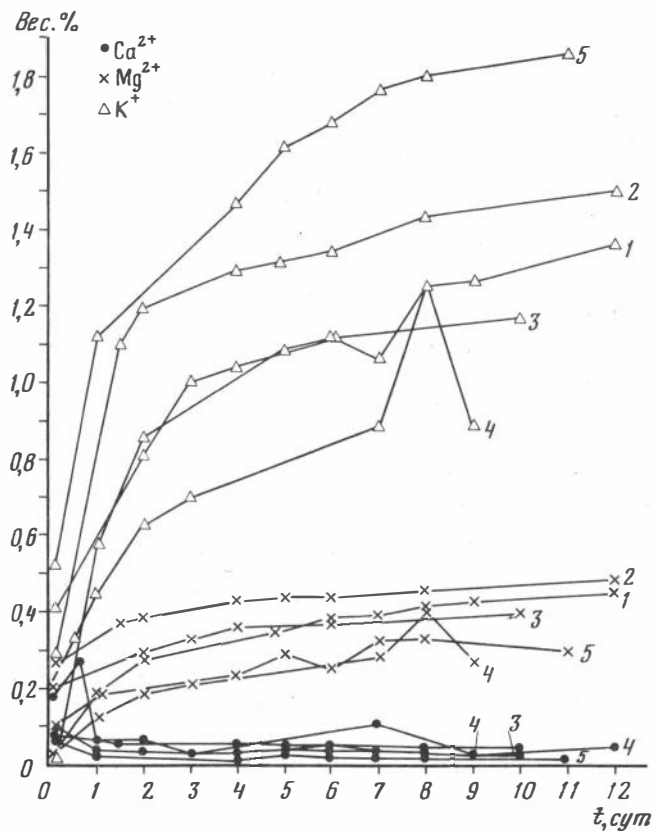


Рис. 1. Зависимость содержания ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , Cl^{-} , SO_4^{2-} и полигалита (Пг) в целом в воде (1) и водных растворах NaCl (12-процентном (2), с концентрацией 250 г/л (3) и насыщенном (4,5)) от времени взаимодействия полигалита с последними

месторождения, использовавшемуся ранее в упомянутых опытах, и близок по составу теоретически чистому полигалиту (табл. 1, 2).

Определение растворимости полигалита проводилось на термостатах И-10 в стеклянных круглодонных колбах при периодическом перемешивании и отборе проб жидкой фазы на химический анализ через 15–20 мин после остановок перемешивания. В растворе определялось содержание ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- .

Исходное соотношение твердой и жидкой фаз (соль и растворитель) во всех опытах было одинаковым — 100 г полигалита и 500 мл раствора, что оправдывалось реально существующими условиями подземного выщелачивания при сооружении емкостей.

Результаты химического анализа проб растворов, полученных в процессе эксперимента, представлены в виде графиков на рис. 1.

Принципиальные закономерности выщелачивания (растворения) полигалита, отмеченные в работе М.Г. Валяшко и соавторов [1952], сохраняются. В общей форме они могут быть сведены к следующим основным положениям.

Полигалит является неустойчивым в воде и водных растворах NaCl и растворяется, образуя вторичные минералы, и прежде всего гипс. Получающиеся растворы остаются неравновесными с полигалитом. Минерализация растворов и количество растворенного полигалита определяются временем взаимодействия последнего с раствором и зависят в каждом конкретном случае от температуры растворения, степени измельчения полигалита, скорости перемешивания и т.д. Именно в силу этих причин в пробах, отобранных в первые часы и сутки экспериментального растворения, отмечаются меньшие концентрации растворов, чем в опытах, проведенных ранее.

В природных условиях подземного выщелачивания обычно преобладают факторы, замедляющие процесс растворения полигалита по сравнению с "чистым" экспериментом, такие, как монолитное, а не раздробленное состояние выщелачиваемой соли, обычно невысокое содержание полигалита, загрязненность соли глинистым веществом и т.п. Существенно, однако, то, что даже в экспериментальных условиях теоретически максимально возможный предел растворимости полигалита в растворах NaCl в течение времени экспериментов остался недостижимым.

Методика расчета прогнозного химического состава рассолов выщелачивания каменной соли, обогащенной полигалитом. Как показывают данные экспериментальных исследований, растворение в воде и водных растворах NaCl таких сложных инконгруэнтно растворяющихся минеральных соединений, как полигалит, — при существенном превышении объемов растворителя над объемом соли и в сроки, соизмеримые с длительностью выщелачивания при строительстве емкостей в солях, — не достигает равновесия и может происходить непрерывно, если этому не мешает вторичное минералообразование. Минеральные новообразования, как показывают эксперименты, могут покрывать поверхность растворяющейся соли и замедлять или даже останавливать процесс растворения.

В связи с изложенным, очевидно, не следует говорить о пределах насыщения по полигалиту, когда речь идет о растворении полигалита в растворах NaCl в условиях, приближающихся по соотношению жидких и твердых

Т а б л и ц а 1

Химический состав полигалита, %

Полигалит	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺
Стебникское месторождение (использовался для эксперимента)	13,2	4,0	12,3	0,8
Теоретический	12,97	4,03	13,29	—

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Полигалит	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	H ₂ O	Нерастворимый осадок
Стебникское месторождение (использовался для эксперимента)	62,0	1,36	5,25	2,45
Теоретический	63,73	—	5,98	—

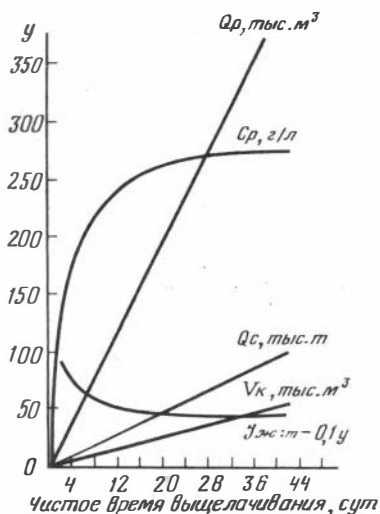
Т а б л и ц а 2

Условия проведения опытов

№ опыта	Жидкая фаза (растворитель)	Температура, °C	Продолжительность опытов, сут
I	Вода	20	12
II	12%-ный раствор NaCl	20	12
III	250 г/л раствор NaCl	20	10
IV	Насыщенный раствор NaCl	10	9
V	То же	20	11

фаз и длительности растворения к условиям натурального процесса выщелачивания в подземных камерах. Однако знание максимально возможной растворимости полигалита в рассолах данной концентрации на определенный момент времени растворения может быть ориентиром при расчете прогнозного состава рассола выщелачивания. Зная время нахождения рассола в камере выщелачивания, длительность взаимодействия растворителя с солью, которую в каждом конкретном случае можно определить на основании расчета регламента выщелачивания, можно по данным экспериментального изучения процесса растворения полигалита установить теоретический предел накопления в рассоле компонентов, составляющих полигалит на определенное время выщелачивания. Однако этот предел никогда прак-

Р и с . 2. Изменения объема камеры (V_k), количества растворенной соли (Q_c), средней концентрации (C_p) и количества (Q_p) извлекаемого рассола, соотношений (ж:т) объема жидкой фазы (рассола) и веса твердой фазы (соль) в зависимости от времени нахождения рассола в камере выщелачивания каменной соли (по данным расчета выщелачивания для емкости 2-Э на Кашкарской площади, пересчет наш)

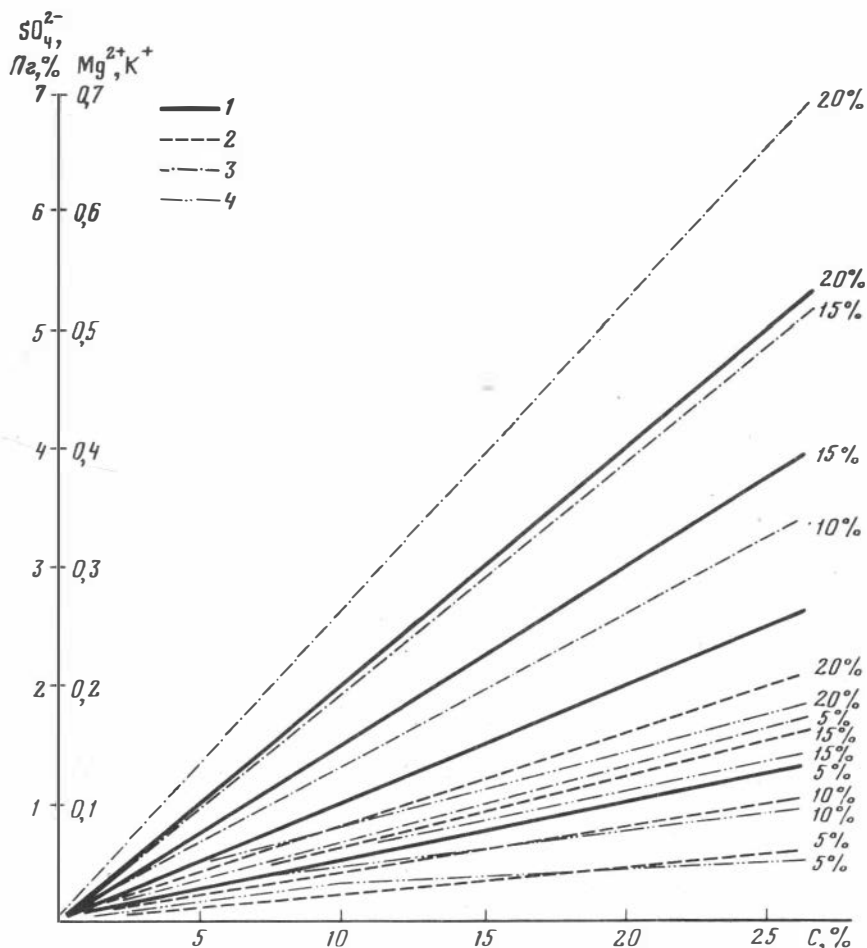


тически не может быть достигнут в реальной обстановке в камере выщелачивания, так как при экспериментальном растворении приняты идеальные условия (мелкораздробленный с минимумом примесей полигалит, встряхивание, перемешивание и т.д.), облегчающие процесс растворения и ослабляющие процесс образования оболочек из вторичных минералов на поверхности частиц полигалита.

Для решения этой задачи была проанализирована картина процесса выщелачивания, построенная по данным расчета регламента выщелачивания каменной соли при создании подземной емкости 2-Э на Кашкарской площади. Эти данные с дополнительными расчетами по определению времени нахождения рассола в камере и соотношения между объемами растворителя и растворенной соли представлены в графическом виде (рис. 2).

На основе экспериментальных данных были найдены составы растворов для разных периодов нахождения в камере выщелачивания рассолов различной концентрации. Определенные таким образом данные явились основанием для построения графиков зависимости состава растворов от их концентрации и от содержания полигалита в растворенной соли (рис. 3.4).

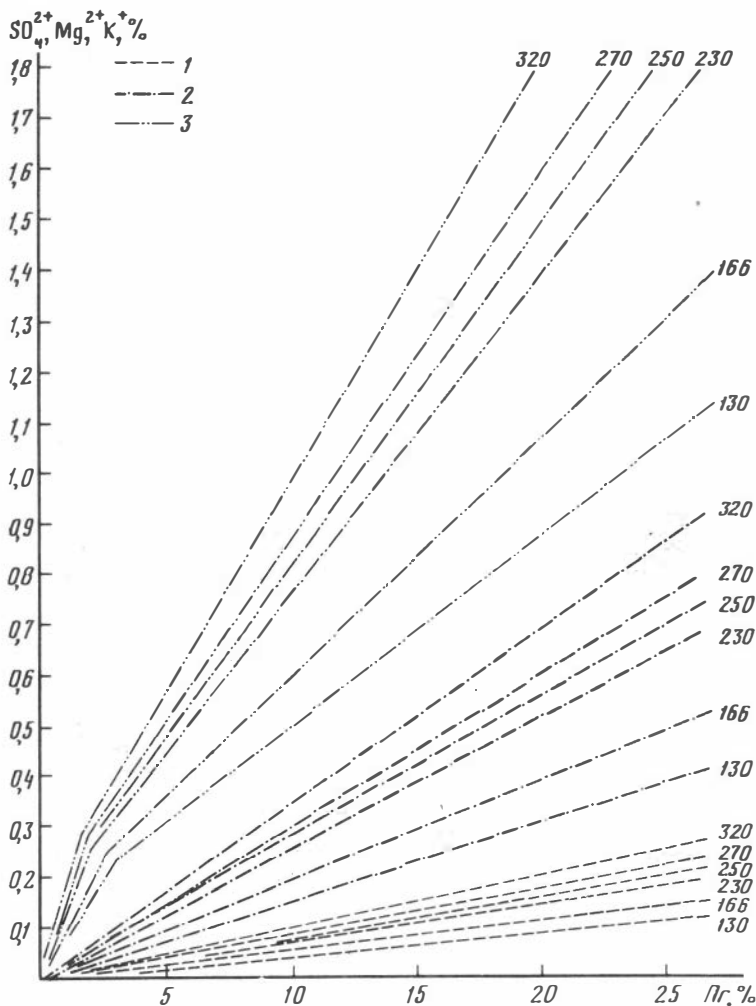
Содержания ионов Mg^{2+} и K^+ , полученные для этих растворов, и рассчитанные по ним количества растворенного полигалита (методика расчетов приводится ниже) практически не могут быть достигнуты в реальных условиях камеры выщелачивания. В соленосной толще полигалит присутствует обычно лишь в виде примеси и нередко в виде включений более крупных зерен, чем использовавшийся в эксперименте. К тому же вторичное минералообразование на поверхности более крупных включений полигалита в камере выщелачивания развивается в существенно большей степени, что не только затрудняет растворение, но и может приводить к выводу из процесса растворения отдельные крупные включения полигалита, падающие на дно камеры. С другой стороны, определенное нами время нахождения рассола различной концентрации в камере вы-



Р и с. 3. Изменения расчетных содержаний полигалита (Pz) (1), ионов Mg^{2+} (2), K^+ (3) и SO_4^{2-} (4) в растворах галита с различным содержанием полигалита в зависимости от концентрации растворов (C)

щелачивания, очевидно, не вполне идентично времени взаимодействия растворителя с солью, так как часть этого времени рассол, достигший высоких стадий концентрирования, опускаясь в нижние этажи камеры, практически не может участвовать в процессе растворения.

Полученные экспериментальные составы растворов и рассчитанные по ним содержания компонентов полигалита следует рассматривать лишь как возможный предел. Зная теоретически достижимый предел растворимости полигалита в растворах $NaCl$ различной концентрации за установленное нами время растворения, нетрудно подсчитать, какое количество полигалита будет переходить в раствор при выщелачивании каменной соли с различной примесью полигалита.



Р и с . 4. Изменения расчетных содержаний ионов Mg^{2+} (1), K^+ (2) и SO_4^{2-} (3) в растворах каменной соли различной минерализации (в г/л) в зависимости от содержания полигалита (Пг) в растворенном галите

Так, в 12%-ном растворе будет содержаться растворенной соли 120 г/кг, или 130 г/л (при плотности раствора $1,083 \text{ г/см}^3$). При 5%-ном содержании полигалита в этой соли в такой раствор потенциально может перейти полигалита (без учета вторичного осадка) 0,60% от веса раствора, или 6,5 г/л. При 20%-ном содержании полигалита в соли содержание его в растворе соответственно составит 2,4%, или 24 г/кг, или 20 г/л. При 20%-ном содержании полигалита в соли в 23%-ный раствор (230 г/кг, или 270 г/л) может потенциально перейти 4,6% полигалита, или 46 г/кг ($53,9 \text{ г/л}$ при удельной плотности раствора $1,172 \text{ г/см}^3$) и т.д.

Все полученные таким расчетным путем количества полигалита, которые могут перейти в растворы различной концентрации, образующиеся при растворении полигалитсодержащей каменной соли, существенно меньше значений, полученных экспериментальным путем для соответствующих растворов. Это свидетельствует о том, что до значений, близких к предельным, возможен и оправдан расчетный путь определения прогнозного состава рассола выщелачивания, формирующегося при растворении каменной соли, обогащенной полигалитом. Легко рассчитать, что потенциально возможные количества в растворе, приближающиеся к предельным (около 10–11%) могут быть получены при выщелачивании (до стадии насыщения) галита, содержащего около 40% полигалита, или при выщелачивании до концентрации 23% галита, содержащего около 45% полигалита.

При расчете прогнозного химического состава рассола выщелачивания был использован тот принцип, что вместе с ионами Cl^- и Na^+ в раствор переходят все компоненты в тех же соотношениях и количествах, в которых они существуют в растворяющейся соли. Исключение составляют ионы Ca^{2+} и SO_4^{2-} , часть которых выпадает в осадок в виде гипса. Содержание их в растворе корректировалось в соответствии с экспериментальными данными. Так как вторичный сингенит образуется лишь на поздних стадиях растворения полигалита, при расчете содержания в растворе иона K^+ образование вторичного сингенита не учитывалось.

Расчеты были выполнены только для компонентов, содержание которых в рассоле лимитировалось, т.е. для Mg , K , SO_4^{2-} и Ca .

Методика расчета основана на определенных количествах полигалита, потенциально способных перейти в раствор различной концентрации при растворении галита, не содержащего других сульфатов Mg и K , кроме полигалита, о чем говорилось выше, и на знании соотношений в полигалите рассчитываемых компонентов.

Нами были рассчитаны прогнозные содержания в растворах различной концентрации (от 12 до 26%, или от 130 до 320 г/л) ионов Mg^{2+} , K^+ и SO_4^{2-} для растворов галита, содержащих 5, 10, 15 и 20% полигалита, и построены расчетные графики (см. рис. 3, 4).

Степень надежности определения с помощью таких графиков прогнозного состава рассола выщелачивания будет зависеть как от качества определения среднего состава соли, подлежащей растворению, так и от степени объективности при определении влияния вторичного минералообразования на поверхности полигалитовых включений.

Данные по прогнозируемому составу рассолов выщелачивания, полученные расчетным путем, являются допустимым приближением, позволяющим с некоторым завышением оценивать реальные перспективы выщелачивания галита, обогащенного растворимыми солями такого сложного состава, как полигалит.

Выводы и практические рекомендации. 1. Экспериментальными исследованиями процесса растворения полигалита в растворах NaCl доказано, что растворение полигалита является сложным физико-химическим процессом, сопровождающимся образованием вторичных минералов (гипс, сингенит). Процесс растворения полигалита является однонаправленным — состав раствора стремится к составу, определяемому полем кристаллиза-

ции полигалита, но при ограниченном времени растворения теоретически возможный предельный состав раствора не достигается.

Содержание компонентов полигалита в растворе выщелачивания галита, обогащенного полигалитом, зависит от исходной концентрации раствора и времени взаимодействия полигалита с выщелачивающим раствором.

2. Предложена методика расчета прогнозного химического состава рассолов выщелачивания по данным состава выщелачиваемой полигалитсодержащей каменной соли с учетом результатов экспериментального изучения растворимости полигалита.

3. Получены расчетные данные, представленные графически, по изменению содержания в рассолах выщелачивания растворяемого полигалита и компонентов последнего (Mg , K , SO_4^{2-}) в зависимости от концентрации рассола и содержания полигалита в выщелачиваемой каменной соли. С помощью полученных графиков для каждого конкретного случая, с учетом требований к содержанию в рассоле компонентов и планируемого регламента выщелачивания могут быть найдены предельно допустимые содержания полигалита в соли, предусматриваемой для выщелачивания.

Возможность расчета прогнозного состава рассола выщелачивания по составу растворяемых солей позволяет в нашем случае — на Кашкарской площади — наряду с так называемой "чистой" пачкой каменной соли включать в процесс выщелачивания пачку полигалитсодержащей "пестрой" соли. При этом окончательный состав рассола остается в пределах требуемых кондиций.

На Каргалинской площади и в других районах отсутствия потребляющих рассол предприятий при выборе объектов сооружений емкостей методом подземного выщелачивания соленосных образований и сбросе получаемых рассолов в подсолевые горизонты следует учитывать опасность выпадения солей и кольматации призабойных зон поглощающих горизонтов при смешении рассолов сульфатного типа (образующихся при выщелачивании полигалитсодержащей каменной соли) с подсолевыми хлоркальциевыми рассолами.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М.Г., Буланов К.П., Коробочкина Т.В., Куксова М.Л. Экспериментальное исследование растворения природного полигалита в воде и растворах поваренной соли. — Тр. ВНИИГ, 1952, вып. 24, с. 67–82.
- Вант-Гофф Я.Г. Исследование условий образования океанических отложений. М.; Л.: Химтеоретиздат, 1936. 311 с.

С.Д. Гемп, Н.М. Джиноридзе, В.И. Раевский

ТЕРМОДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ СУЛЬФАТНЫХ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ

Сульфатные калийно-магниевоы соли Предкарпатского прогиба и центральной части Прикаспийской впадины характеризуются исключительной пестротой минерального состава и изменчивостью в пространстве. В Предкарпатье они представлены полиминеральными рудами, состоящими из каинита, лангбейнита, кизерита и сильвина. В центральной части Прикаспийской впадины калийно-магниевоы соли характеризуются еще более сложными минеральными ассоциациями, изменяющимися в пределах десятков, реже первых сотен метров [Валяшко и др., 1973, 1980].

Для более правильного понимания природы наблюдающихся в настоящее время минеральных ассоциаций сульфатных калийно-магниевоы солей большое принципиальное значение имеет выяснение первичного минерального состава этих образований. При этом необходимо учитывать, что при повышении температуры многие соляные минералы, представленные кристаллогидратами, разрушаются и изменяют химический и минеральный состав, на что указывали многие исследователи [Морачевский, 1939; Jānacke, 1923; Lotze, 1957; Borchert, 1969; и др.]. При решении вопроса о первичном минеральном составе сульфатных калийно-магниевоы солей Предкарпатья нами принимались во внимание следующие данные.

1. Результаты детальных исследований тектонического строения Калуш-Гольинского месторождения калийных солей [Джиноридзе, 1976; Коринь, 1976, 1978], которыми установлено, что продуктивная часть разреза этого месторождения представлена двумя пластами: нижним — хлоридным и верхним — сульфатным. Этими же работами было определено, что соленосные отложения данного региона характеризуются сложным чешуйчато-складчатым строением.

2. Исследованиями Д'Анса [D'Ans, 1915], В.П. Ильинского [1948], Стюарта [Stewart, 1963] по последовательности кристаллизации солей при испарении морской воды при 25°C было установлено, что вслед за выпадением эпсомита или гексагидрита осаждается каинит.

3. При более высоких температурах (25°) твердая фаза солей, состоящая из эпсомита, гексагидрита и сильвина, была получена из синтетических рассолов, характеризующихся повышенными концентрациями KCl, при их изотермическом испарении (25°) и неподвижном состоянии рассола [Валяшко, 1962]. При приведении системы в динамическое состояние (перемешивание) "на четвертые сутки от начала перемешивания весь сильвин и гексагидрит превратились в каинит" [Валяшко, 1962, с. 144].

4. Обобщение экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем и составу твердых фаз этих систем [Справочник..., 1973, 1975] свидетельствует, что осаждение каинита происходит из рассолов, характеризующихся более низкой сульфатностью, чем воды Мирового океана [Гемп, 1979; Гемп, Коринь, 1980].

5. Широкое развитие каинитсодержащих солей в Сицилии [Иванов, Воронова, 1972] и особенно на месторождении Мосли (четвертичного возраста) в Данакильской депрессии [Holwerda, Hutchinson, 1968], а также состав твердых продуктов испарения рапы залива Кара-Богаз-Гол [Забродин, Алексеева, 1974] на стадии осаждения калийно-магниевого солей свидетельствуют в пользу возможности формирования крупных каинитовых залежей в природных условиях.

6. При петрографическом изучении солей Предкарпатского передового прогиба [Лобанова, 1956] в них были встречены редкие неизменные кристаллы каинита, характеризующиеся зональным строением, что свидетельствует об их первичной природе.

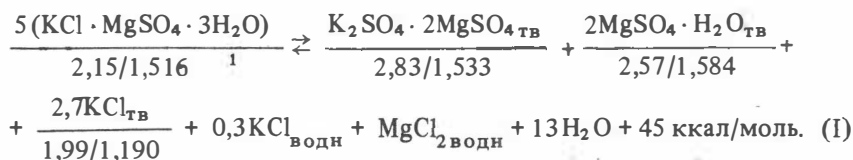
7. Свободная энергия Гиббса реакции взаимодействия KCl , $MgSO_4$ и воды с образованием каинита ($KCl + MgSO_4 + 3H_2O \rightleftharpoons KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O - 11,76$ ккал/моль), протекающей в стандартных условиях ($25^\circ C$), — есть величина отрицательная, что свидетельствует о протекании данной реакции в сторону образования каинита.

В результате изучения указанных выше данных был сделан вывод [Гемп, 1979; Гемп, Коринь, 1980] о том, что сульфатные калийно-магниевого соли Предкарпатского солеродного бассейна на начальных этапах своего существования в основной своей массе были представлены каинитсодержащими образованиями.

В процессе геотектонического развития Предкарпатского региона соленосные отложения испытывали не только погружение, но и подвергались интенсивным тектоническим деформациям, что должно было сопровождаться повышением температуры деформируемых пород. Термобарические исследования включений в соленосных минералах данного региона [Ковалевич, 1976; Петриченко, 1982] свидетельствуют о том, что температуры в калийных залежах Предкарпатья поднимались до $90-120^\circ C$. При повышении температуры, как известно, происходит разрушение кристаллогидратов калийно-магниевого солей. Они теряют кристаллизационную воду и перекристаллизуются с образованием безводных или маловодных соединений. Каинит, например, начинает подвергаться инконгруэнтному плавлению, т.е. плавлению с разложением, уже при $72^\circ C$ с образованием сильвина и кизерита. При $83^\circ C$ он полностью разлагается и переходит в сильвин, кизерит и лангбейнит [Janaske, 1923; Lotze, 1957]. На этом основании был сделан вывод [Гемп, 1979; Гемп, Коринь, 1980], что наблюдающиеся в настоящее время минеральные ассоциации солей в данном бассейне обусловлены изменением первичных каинитсодержащих пород в процессе повышения температуры и давления в соляных залежах. В результате указанных преобразований изменялись структура, минеральный и химический состав исходных соленосных отложений, что дало основание рассматривать данный процесс в качестве термодинамометаморфизма сульфатных калийно-магниевого солей. В отличие от метаморфизма силикатов все указанные выше изменения с кристаллогидратами калийно-магниевого солей протекают при гораздо более низких температурах.

Если учесть, что температура в калийно-магниевого пластах поднималась до $90-120^\circ C$, можно сделать вывод о преобразовании каинитсодержащих пород с одновременным формированием лангбейнита, кизерита и сильвина.

Причем преимущественное развитие сильвин-кизеритового или сильвин-кизерит-лангбейнитового пути преобразования каинитсодержащих пород определялось температурным режимом залежи. В общем виде эти преобразования могут быть выражены следующей реакцией (I) :



Расчет термодинамического потенциала реакции (свободная энергия Гиббса) показал неправомёрность протекания реакции (I) в стандартных условиях (25°C). Равновесие реакции может быть сдвинуто вправо лишь при более высоких температурах.

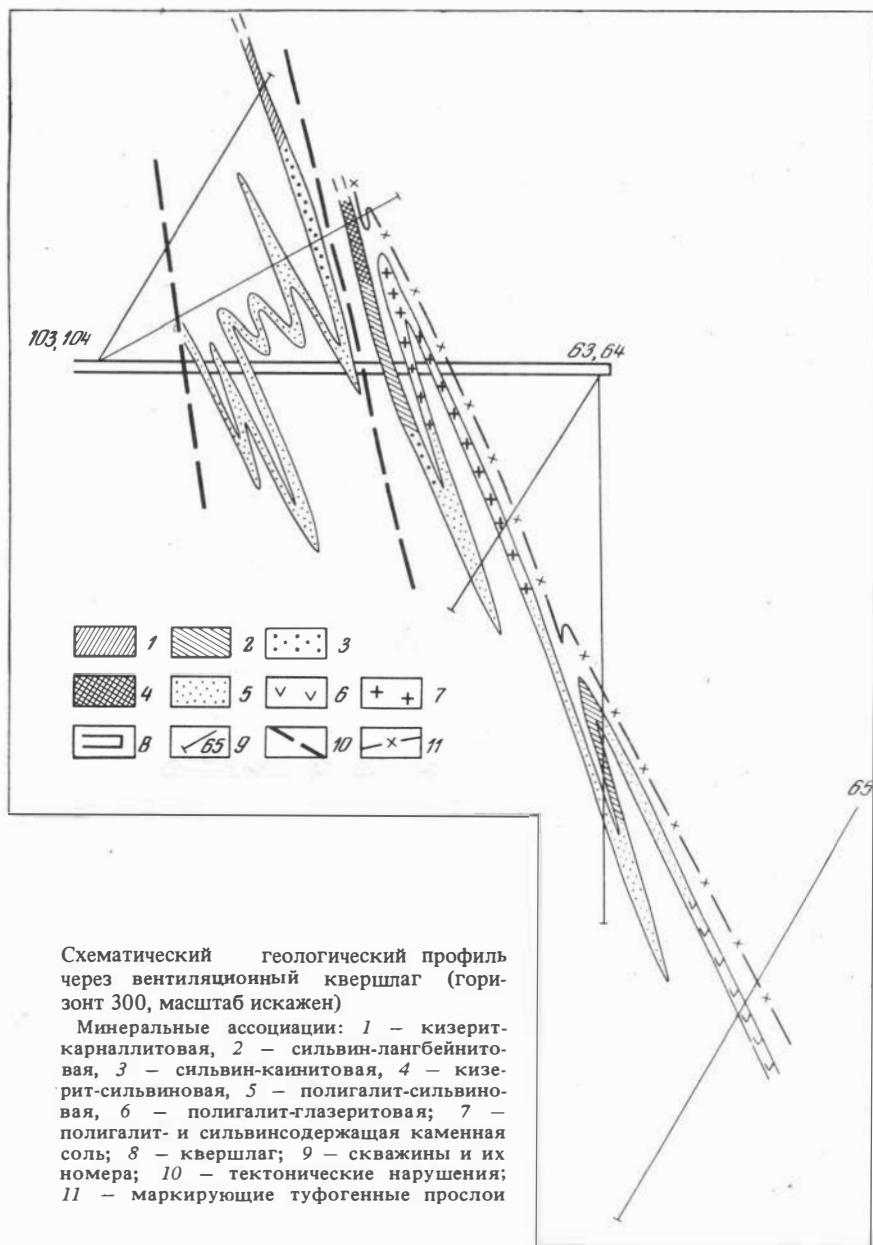
В результате тектонических напряжений, а также увеличения объема жидкие продукты термодинамометаморфизма будут перемещаться в менее напряженные участки калийно-магниевого пласта или покидать его пределы по трещинам или тектоническим разрывам. В этом случае процесс термодинамометаморфизма каинитсодержащих пород примет необратимый характер. В случае снижения температуры пласта реакция (I) будет сдвинута влево, т.е. получит развитие обратный процесс каинитизации кизерита и лангбейнита под воздействием оставшихся в пласте жидких метаморфогенных продуктов. На каинитизацию кизерита и лангбейнита неоднократно указывала в своих работах С.В. Ходькова [1972, 1973].

Для проверки высказанных предположений по динамотермальному метаморфизму каинитсодержащих пород был проанализирован минеральный состав бороздовых проб одной из синклиналиных структур Калуш-Гольинского месторождения, т.е. такой структуры, в которой наиболее полно должен был проявиться необратимый характер метаморфизма каинита. Величина отношения суммы сульфатных минералов к хлоридным в подавляющем большинстве бороздовых проб оказалась практически постоянной, близкой к 2,5 [Гемп, 1979; Гемп, Коринь, 1980]. В процессе преобразования каинита (по реакции I) формируются новые минералы, обладающие большим удельным весом и показателем преломления, что хорошо согласуется с правилами перестройки кристаллической решетки кристаллогидратов при их дегидратации.

Представляет интерес абсолютный возраст лангбейнита воротыщенской серии, равный 11,5 млн. лет [Хрущов, Зайдис, 1978], что соответствует позднему сармату, когда соленосные отложения Предкарпатья были вовлечены в надвигообразование. В пределах Предкарпатского региона в целом отмечается отчетливое и закономерное возрастание лангбейнита в лежащих крыльях синклиналиных структур, а также в более погруженных частях одного и того же пласта. Все это дало основание сделать вывод о том, что современный минеральный состав калийно-магниевого солей данного региона был сформирован под воздействием термодинамометаморфизма.

Расшифровка тектонического строения шахтного участка одного из соляных куполов центральной части Прикаспийской впадины показала, что

¹ В знаменателе — плотность и показатель преломления минералов.



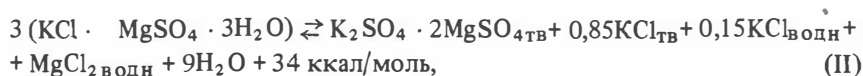
наблюдаемое в целом ряде горных выработок и скважин многократное повторение продуктивных горизонтов обусловлено не циклическим развитием процесса седиментации калийно-магниево-солей, а очень сложной блоково-складчатой деформацией пород, слагающих данный соляной купол (рисунок). Об этом свидетельствует широкое развитие изоклинальных складок, разрывных нарушений, а также повторение в раз-

резе одних и тех же маркирующих вулканогенных горизонтов, детально изученных Т.Н. Соколовой [1982]. Это привело авторов [Джиноридзе и др., 1982] к выводу, что до блоково-складчатых деформаций разрез калийно-магниевого солей был представлен двумя пластами: хлоридным (нижним) и сульфатным (верхним). Было сделано также предположение, что пестрота минерального состава калийно-магниевого солей имеет не первичную (седиментационную), а вторичную (метаморфогенную) природу.

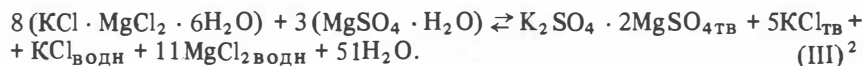
Хлоридный пласт, по всей вероятности, был представлен карналлитовой породой. Сульфатный мог слагаться или карналлит-кизеритовыми породами, по аналогии с калиеносным горизонтом "Стассфурт" в Центрально-Европейском пермском бассейне [Денер, Элерт, 1977], или же имел преимущественно каинитовый состав с примесью кизерита, сходный с первоначальным составом верхнего пласта Предкарпатского бассейна [Гемп, 1979; Гемп, Коринь, 1980].

По данным гомогенизации газово-жидких включений, температура перекристаллизации соленосных отложений достигала в Прикаспии 150°C , а согласно условиям образования гидратированного талька, развитого в Прикаспии [Соколова, 1982], она поднималась до $250\text{--}475^{\circ}\text{C}$. Такого повышения температуры достаточно для инконгруэнтного плавления не только каинита, но и карналлита. Повышение температуры калийно-магниевого пластов в центральной части Прикаспия обуславливалось, с одной стороны, их погружением на значительные глубины (до 5–6 и более км), с другой — интенсивными динамическими напряжениями в процессе куполообразования.

В процессе высокотемпературного (выше 150°C) метаморфизма каинит-содержащих пород с образованием твердой фазы, представленной лангбейнитом и сильвинитом, по схеме II:



весовые содержания данных минералов в залежах должны были бы относиться примерно как 6,55:1. Наблюдающиеся природные весовые соотношения этих минералов в сильвин-лангбейнитовых разностях пластов в пределах рассматриваемой структуры (табл. 1, вентиляционный кварцлаг, скв. 64) примерно равны, т.е. близки к 1:1. Сходные значения могли быть получены лишь в том случае, если бы термодинамометаморфизму подвергались кизерит-карналлитовые породы с соотношением грамм-молекул этих минералов в породе, примерно равным 3:8 (см. табл. 1, № 4–6) по схеме III:



Характерно, что данный состав кизерит-карналлитового горизонта очень близок к минеральному составу пласта Стассфурт в Центральной Ев-

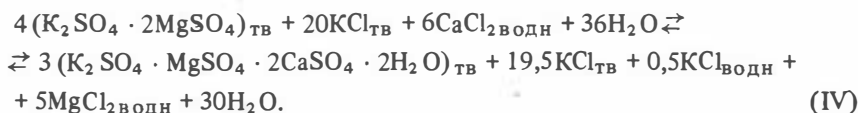
¹ Исследования были выполнены О.И. Петриченко, за что авторы выражают ему свою благодарность.

² Количество образующихся твердых и водорастворенных компонентов (здесь и далее) взяты с учетом их растворимости при $165\text{--}185^{\circ}\text{C}$ [Справочник..., 1973, 1975].

ропе [Дёнер, Элерт, 1977]. Широкое развитие на рассматриваемом месторождении сильно измененных кизерит-карналлитовых пород (см. рисунок, табл. 1, № 1–3), а также проведенные расчеты по соотношению минералов дают основание полагать, что первоначально сульфатный калийный пласт в центральной части Прикаспийской впадины был представлен кизерит-карналлитовыми образованиями.

Удаление метаморфогенных рассолов из залежи должно было сопровождаться резким понижением содержания $MgCl_2$. О том, что эти процессы действительно имели место, свидетельствуют многочисленные нарушения и трещины, выполненные карналлитом и бишофитом, которые можно наблюдать в подземных горных выработках. При частичном удалении метаморфогенных рассолов хлормагниевого типа из калийного горизонта и последующем понижении температуры пласта должны были получить развитие процессы каинитизации и кизеритизации лангбейнита. Преобразование сильвин-лангбейнитовых пород происходило при этом, по всей вероятности, по схемам I и II, с той лишь только разницей, что эти реакции протекали справа налево. Тем самым обуславливалось формирование лангбейнит-каинит-сильвиновых, кизерит-сильвин-каинитовых и сильвин-каинитовых разностей. Формирующийся минеральный состав при этом определялся количеством сохранившихся в залежи метаморфогенных рассолов. Указанные минеральные ассоциации пользуются весьма широким распространением в пределах рассматриваемой солянокупольной структуры (см. табл. 1, № 7–12).

В результате инконгруэнтного плавления кристаллогидратов нарушалась монолитная структура сульфатных калийно-магниевого пластов, которые становились проницаемыми для жидких и газообразных флюидов. Тем самым создавались благоприятные условия для миграции рассолов, возникших как за счет метаморфизма самих сульфатных калийно-магниевого солей, так и для рассолов, чуждых данным горизонтам. Последними, как правило, являлись высококонцентрированные рассолы хлоркальциевого типа. Прорыв в сульфатные калийно-магниевого горизонты рассолов хлоркальциевого типа знаменовал собой начало существенно нового этапа в преобразовании этих солей — начало интенсивного формирования сульфатных калийно-кальциевого минералов (полигалита, гергейта и др.). Это было обусловлено геохимическими особенностями участвовавших в данном процессе компонентов, а именно — кальция рассолов и сульфат-иона, содержавшегося в породах в виде относительно легко растворимых соединений. Процесс полигалитизации может быть представлен следующей схемой (IV):



Весовые соотношения полигалита и сильвина, возникшие в процессе указанного преобразования, составят 1,24:1.

В случае относительно низкого содержания в рассолах хлоридов Ca вполне возможно развитие другого процесса, а именно глазеритизации силь-

Т а б л и ц а 1

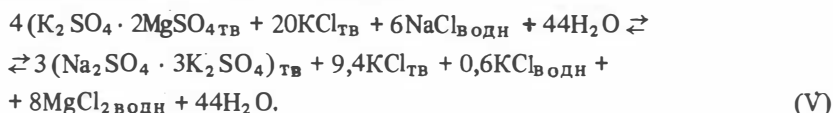
Типичные примеры минерального состава сульфатного калийно-магниевого горизонта

№ пробы	Наименование выработки	Интервал, м	Минеральный состав, вес. %		
			Галит	Полигалит	Сильвин
1	Скв. 180	279,8–309,0	26,2	4,2	1,9
2	Скв. 103	111,0–112,7	44,7	12,6	0,4
3	Скв. 4	225,0–229,0	33,7	—	3,2
4	Вент. кв.	151,6–154,0	54,1	2,6	18,2
5	Скв. 64	147,6–148,5	50,0	11,1	15,0
6	Скв. 60	192,0–195,0	50,4	7,6	12,3
7	Скв. 60	152,0–160,0	71,1	7,0	5,5
8	Скв. 106	72,0–77,0	44,9	5,5	7,2
9	Орт. 14	105,3–108,3	69,4	4,0	3,3
10	Скв. 104	98,8–103,0	68,1	8,1	7,1
11	Скв. 152	65,5–84,0	42,7	6,3	12,1
12	Скв. 104	85,0–86,0	62,6	6,9	12,0
13	Скв. 259	352,0–355,0	69,4	13,2	11,7
14	Орт. 23	209,0–211,0	42,6	37,3	17,1
15	Скв. 63	83,0–85,0	50,4	24,1	19,9
16	Орт. 19 ^ю	29,45–32,0	44,4	—	4,4
17	Скв. 65	345,0–348,5	59,4	11,9	4,8
18	Скв. 154	341,0–344,0	48,1	2,4	12,4
19	Скв. 63	66,0–68,0	67,1	6,8	7,1
20	Скв. 76	33,0–36,0	89,3	2,5	—
21	Скв. 42	128,0–134,0	84,8	7,2	0,1

* По данным ИГРЭ.

Примечание: Пр — преобразенскит; Б — борациит; КБ — калиборит; Гб — гидроборациит; Аш — ашарит, Сб — сульфоборит.

вин-лангбейнитовых пород по схеме (V):

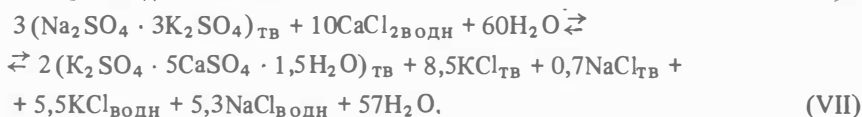
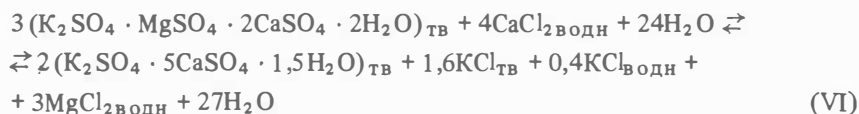


Весовые содержания глазерита и сильвина, образовавшихся в данном случае, будут относиться как 2,85:1. Близкие значения весовых соотношений полигалита и сильвина, глазерита и сильвина были зафиксированы в целом ряде разведочных скважин и горных выработок (см. табл. 1, № 13–15 и 16–18). Из этого, однако, вовсе не следует, что эти соотношения всегда должны соответствовать расчетным. Естественно, предполагаемые природные процессы преобразования сульфатных калийно-магневых пород не протекали изолированно друг от друга. Кроме того, они, безусловно, должны были сопровождаться не только выносом $MgCl_2$, но и KCl из системы, что изменяло соотношения остающихся в пласте компонентов. Длительность же развития и формирования солянокупольных структур дает

Минеральный состав, вес. %.*					Сопутствующий комплекс борных минералов
Карналлит	Кизерит	Каинит	Лангбейнит	Глазерит	
52,2	9,9	—	—	—	Пр, Кб
25,2	13,6	—	—	—	Кб
49,7	8,0	—	—	—	Б
—	—	—	15,0	—	Кб
—	—	—	20,7	—	Кб
—	—	—	9,7	—	Кб
—	—	8,16	11,0	—	Кб
—	—	36,4	1,5	—	Кб
—	—	11,2	6,7	—	Кб
—	7,6	—	—	—	Кб
—	10,5	21,8	—	—	Кб
—	—	13,6	—	—	Кб
—	—	—	—	—	Кб, Б
—	—	—	—	—	Кб
—	—	—	—	—	Кб
—	—	—	—	40,7	Гб
—	—	—	—	17,3	Кб
—	—	—	—	33,3	Кб, Аш
—	—	—	—	—	Кб, Сб
—	—	—	—	2,5	Аш
—	—	2,7 (гергейит)	—	—	Гб, Аш

основание считать, что преобразование (метаморфизм) сульфатных калийно-магниевых солей носило многостадийный и разнонаправленный характер.

В случае обильного поступления в продуктивные горизонты рассолов хлоркальциевого типа могла наступить гергейитизация полигалита и глазерита (соответственно по схемам VI и VII). Одновременно с этим происходило практически полное удаление из системы KCl (см. табл. 1, № 19–21).



Т а б л и ц а 2

Некоторые характеристики борных минералов

Минерал	Химическая формула	Плотность (удельный вес)	Содержание B ₂ O ₃ , %	Показатель преломления	Содержание кристаллизацион- ной воды, %
Курнаковит (индерит)	Mg[B ₂ O ₃ (OH) ₅] · 5H ₂ O	1,85	37,5	1,525	48,2
Хунджаоит	Mg[B ₄ O ₅ (OH) ₄] · 7H ₂ O ₂	—	40,9	—	47,4
Пинноит	Mg[B ₂ O(OH) ₆]	2,29	42,7	1,575	32,9
Калиборит	HKMg ₂ [B ₆ O ₈ (OH) ₅] ₂ · 4H ₂ O	2,13	58,5	1,550	23,8
Преображен- скит	HMg ₃ [B ₁₁ O ₁₆ (OH) ₈]	2,45	65,7	1,594	13,8
Борацит	Mg ₃ [B ₆ O ₁₁ BO ₂] · Cl	2,95	62,4	1,673	0,0
Гидробора- цит	CaMg[B ₃ O ₄ (OH) ₃] ₂	2,167	58,3	1,570	15,0
Ашарит	Mg ₂ B ₂ O ₃ (OH) ₄	2,65	37,6	1,650	19,4
Сульфоборит	Mg ₃ (OH) ₂ · [SO ₄][B(OH) ₄] ₂	2,4	19,4	1,552	25,0

Как известно [Валяшко и др., 1973, 1980; Халтурина и др., 1977], к сульфатным калийно-магниевым горизонтам центральной части Прикаспийской впадины приурочены повышенные концентрации В.

В процессе термодинамометаморфизма соленосных отложений, вмещающих бораты, последние также должны были претерпевать существенные изменения химического и минерального состава, что сопровождалось собирательной перекристаллизацией. Эти процессы должны были быть направлены в сторону образования менее водных минералов, т.е. минералов, содержащих наименьшее количество кристаллогидратной воды, характеризующихся более высоким удельным весом и более высокими показателями преломления (табл. 2).

При метаморфизме без привноса посторонних рассолов преобразование, видимо, шло по следующему ряду: курнаковит (индерит), хунджаоит → пинноит → калиборит → преображенскит → борацит. При этом первые два минерала были полностью преобразованы, и в соляных отложениях месторождения они в настоящее время не встречаются. Пинноит встречается лишь спорадически и имеет чисто минералогическое значение. Калиборит получил широкое развитие в каинит-, лангбейнит- и сильвинитсодержащих породах, а борацит и преображенскит — в кизерит-карналлитовых разностях.

Если преобразование сульфатных калийно-магниевых солей осуществлялось под воздействием посторонних хлоридно-натриевых рассолов хлоркальциевого типа и при этом формировались полигалитовые сильвиниты и даже гергейтсодержащая каменная соль, преимущественное развитие в этих породах получал ашарит, значительно реже — гидроборацит и сульфоборит (см. табл. 1).

Таким образом, наблюдающийся парагенезис сульфатных калийно-магнелиевых и борных минералов со всей определенностью свидетельствует в пользу их формирования под воздействием термодинамометаморфизма.

Характерной особенностью динамотермального метаморфизма сульфатных калийно-магнелиевых солей Прикаспия является то, что данный процесс практически на всем своем протяжении сопровождался формированием и выносом из пластов высококонцентрированных рассолов преимущественно хлормагнезиевого состава (реакции III–VI). При этом необходимо учитывать возможный процесс термального преобразования карналлитовых пород с переходом их в пестрые сильвиниты, что также имело место на рассматриваемом куполе и других аналогичных структурах. Данный процесс также сопровождался образованием хлормагнезиевых рассолов.

Все это дает основание полагать, что данные (метаморфогенные) рассолы могли служить исходным материалом для формирования бишофитовых пластов, развитых на западной периферии Прикаспийской впадины.

ВЫВОДЫ

1. Разработана схема минеральных преобразований сульфатных калийно-магнелиевых солей под воздействием термодинамометаморфизма. Полученные расчетные данные обнаруживают хорошую сходимость с природными минеральными ассоциациями, что свидетельствует в пользу реального протекания рассматриваемых процессов.

2. Различный минеральный состав борной минерализации сульфатных калийно-магнелиевых солей Прикаспия имеет вторичную (метаморфогенную) природу. Преобразование (перекристаллизация) борных минералов протекало одновременно с вмещающими их солями.

3. Динамотермальный метаморфизм сульфатных калийно-магнелиевых солей сопровождался формированием метаморфогенных высококонцентрированных рассолов хлормагнезиевого типа.

4. Необычайно пестрый минеральный состав сульфатных калийно-магнелиевых солей Предкарпатья и центральной части Прикаспийской впадины и резкая изменчивость их в пространстве не являются следствием "изменчивости состава отложений, заложенной в период седиментации" [Халтурина и др., 1977, с. 75], а представляют собой результат моностадийного метаморфогенного преобразования этих солей, характеризовавшихся в период своей седиментации постоянным составом.

ЛИТЕРАТУРА

- Валашко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Валашко М.Г., Борисенков В.И., Халтурина И.И., Бочаров В.М.* Геохимические особенности и закономерности изменения состава галогенных образований в пределах солянокупольных структур. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1973, № 6, с. 38–44.
- Валашко М.Г., Борисенков В.И., Бочаров В.М., Халтурина И.И.* Литолого-фациальная зональность в строении пластов калийно-магнелиевых солей соляных куполов Прикаспия. – В кн.: Литология и геохимия соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1980, с. 96–107.

- Гемп С.Д.* Роль вторичных процессов в формировании минерального состава калийных солей Предкарпатья. — В кн.: Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения, качества руд и условий разработки калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1979, с. 73–91.
- Гемп С.Д., Коринь С.С.* Роль метаморфизма в формировании минерального состава калийных солей Предкарпатья. — Сов. геология, 1980, № 3, с. 104–110.
- Дёнер Х., Элерт К.Х.* Региональные различия в формировании калийного пласта Стассфурт и их генетическое объяснение. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 253–263.
- Джинюридзе Н.М.* Методические рекомендации по составлению литолого-тектонических и прогнозных крупномасштабных карт в условиях Предкарпатских калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1976. 69 с.
- Джинюридзе Н.М., Соколова Т.Н., Гемп С.Д.* и др. Маркирующие горизонты, тектоническое строение и пути преобразования пород месторождения калийно-магниевого солей одного из куполов Центрального Прикаспия. — В кн.: Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1982, с. 44–70.
- Забродин Н.И., Алексеева Н.А.* Получение и переработка калийных солей из поверхностной рапы залива Кара-Богаз-Гол. — В кн.: Технология комплексной переработки гидроминеральных ресурсов залива Кара-Богаз-Гол. Л.: ВНИИГ, 1974, с. 52–56. (Тр. ВНИИГ; Вып. 70).
- Иванов А.А., Воронова М.Л.* Галогенные формации. М.: Недра, 1972, 327 с.
- Ильинский В.П.* Получение хлористых и сернокислых солей магния и калия из рассолов для производства брома. — Сб. ГИПХ, 1948, вып. 40, с. 5–54.
- Коринь С.С.* Зависимость минерального состава калийных пород Домбровского участка от условий залегания. — В кн.: Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1976, с. 36–39.
- Коринь С.С.* Строение пласта "ЛК-верхний" на участке Восточная Гольнь Калуш-Гольнского калийного месторождения. — В кн.: Геологическое строение провинций горючих ископаемых Украины. Киев: Наук. думка, 1978, с. 116–119.
- Ковалевич В.М.* Некоторые геохимические особенности и физико-химические условия формирования воротыщенской соленосной формации Предкарпатья: Автореф. днс. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1976. 21 с.
- Лобанова В.В.* К петрографии Предкарпатского передового прогиба. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956, кн. 3/4, с. 410–413.
- Морачевский Ю.В.* Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений. Л.: Госхимиздат, 1939, 88 с.
- Петриченко О.И.* Физико-химические условия древнего соленакопления и эпигенез галогенных осадков: Автореф. днс. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1982. 32 с.
- Соколова Т.Н.* Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения: (На примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы). М.: Наука, 1982. 301 с.
- Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Л.: Химия. Т. 1, 1973; Т. 2, 1975.
- Халтурина И.И., Бочаров В.М., Аврова Н.П.* Минералого-литологические особенности и специфика формирования некоторых комплексов калийно-магниевого солей Прикаспийской галогенной формации. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 73–76.
- Ходькова С.В.* Кизерит, каинит и галит Стебниковского месторождения. — В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л.: ВНИИГ, 1972, с. 51–69. (Тр. ВНИИГ; Вып. 60).
- Ходькова С.В.* Петрография калийных пород Стебниковского месторождения в связи с вопросами их генезиса: Автореф. днс. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 33 с.
- Хрущов Д.П., Зайдис Б.Б.* Определение абсолютного возраста пород и минералов соленосных формаций. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 221–227.
- D'Ans J.* Untersuchungen über die Salzsysteme ozeanischer Salzablagerungen. — Kali, 1915, N 17, S. 341–346.

- Borchert H.* Principles of oceanic salt deposition and metamorphism. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 5, p. 821–864.
- Holwerda J.G., Hutchinson R.W.* Potas — bearing evaporites in the Danakil area, Ethiopia. — Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 2, p. 124–150.
- Jänacke E.* Die Entstehung der Deutschen Kalisalzlager. Braunschweig, 1923.
- Lotze F.* Steinsalz und Kalisalz. Berlin, 1957. Т. 1. 465 S.
- Stewart F.* Marin Evaporites. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, vol. 440-y, p. 1–52.

УДК 553.632.08:552.5

В.Я. Поляковский

О РОЛИ АЛЛОТИГЕННЫХ И АУТИГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КАЛИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХЛОРИДНОГО ТИПА

Минералогии глинистых составляющих пород соляных месторождений посвящено значительное количество работ, однако соотношение процессов наследования, трансформации и синтеза при формировании ассоциаций глинистых минералов выяснено недостаточно. Решению вопроса препятствовало то, что зачастую минералогическими исследованиями охватывались отложения, связанные лишь с отдельными этапами галогенеза, недостаточно учитывался характер исходного обломочного материала, а также отсутствовали количественные данные по распределению глинистых минералов в породах.

В данной статье предпринята попытка оценить роль каждого из указанных факторов глинообразования на основе сравнительного изучения глинистых составляющих пород Старобинского и Верхнекамского месторождений, разрезы которых включают отложения практически всех стадий осолонения, за исключением бишофитовой. Оба месторождения относятся к хлоридному типу, но связаны с разными по характеру пород источниками сноса [Поликарпов, Петров, 1979]. Это позволяет проследить зависимость минералогических особенностей глинистого материала не только от физико-химических условий осадконакопления, но и от состава поступающих продуктов выветривания и размыва пород питающих провинций. Размерные (от 0,05 до $< 0,001$ мм) фракции пород изучались с привлечением комплекса методов: гранулометрии, оптического, химического и других видов анализа. Содержание минералов в глинистых ($< 0,005$ мм) фракциях пород определялось на основе сочетания эталонных и безэталонных методов количественного рентгенографического анализа [Поляковский, 1983].

На Старобинском месторождении, расположенном в северо-западной части Припятской впадины, исследовались слагающие галогенную формацию задонско-елецкие и данково-лебежанские отложения фаменского яруса верхнего девона — сульфатно-карбонатные породы подстилающего соляную толщу комплекса, галопелиты и нерастворимые остатки солей соляной толщи, а также терригенные, терригенно-хемогенные отложения

и туфогенные породы глинисто-мергелистой толщи (ГМТ), нижняя подтолща которой является гипергенным аналогом соляных отложений.

Состав песчано-алевритовых фракций пород Старобинского разреза довольно постоянен и представлен ассоциациями аркозового типа: обломочный кварц, обломочные и аутигенные калиевые полевые шпаты, а также в незначительном количестве кислый плагиоклаз, литокласты, слюды [Поликарпов и др., 1981]. Состав грубообломочного материала вполне соответствует представлениям о том, что в области сноса терригенного материала при формировании рассматриваемых отложений преобладали кислые и средние изверженные породы Украинского щита и некоторых других структур Русской платформы и их осадочные производные [Литоогия. . . , 1966].

Результаты изучения минерального состава глинистой фракции терригенных, хемогенных и хемогенно-терригенных пород Старобинского месторождения представлены в табл. 1.

Доминирующая в глинистом материале этих пород гидрослюда представлена модификацией 1Md, хотя иногда в виде примеси отмечается присутствие модификации 2M₁. Морфология описываемых гидрослюдов во всех изучавшихся отложениях достаточно сходна. В электронном микроскопе они наблюдаются в виде агрегатов, состоящих из неправильной формы частиц с корродированными краями. Несколько более варьируют по разрезу кристаллохимические характеристики гидрослюды (табл. 2).

Приведенные в табл. 2 данные показывают, что гидрослюда калиеносных отложений и их гипергенных аналогов в ГМТ обогащена по своему валовому составу К, Mg и Fe, тогда как гидрослюдистый материал пород подстилающего комплекса и верхней подтолщи ГМТ, формировавшихся на более ранних стадиях галогенеза в первом случае и в условиях рассолонения — во втором, имеет более глиноземистый состав. Этому соответствуют и различия в величине параметра *b* решетки гидрослюды и соотношениях интенсивности ее базальных рефлексов J_{001}/J_{002} . Кроме того, гидрослюда пород верхней части ГМТ обеднена К и как следствие деградирована, что обнаруживается по асимметричному уширению базальных рефлексов. Видимо, деградация гидрослюдов в какой-то мере связана с протекавшими в данной части разреза процессами выветривания.

С гидрослюдой постоянно ассоциирует в небольшом количестве триоктаэдрический хлорит. Соотношение интенсивностей его базальных рефлексов свидетельствует о магнезиально-железистом составе минерала. Термическая обработка большинства образцов выявляет также дефектность структуры этого минерала [Рентгенографические. . . , 1965]. Указанный характер хлорита сохраняется на большей части разреза. Некоторые отличия имеет хлорит сильвинито-карналлитовых пород III калийного горизонта, формировавшихся в условиях максимального осолонения бассейна. Для хлорита этих пород характерны некоторое увеличение отношения четных базальных рефлексов к четным и большая стабильность структуры. Слует отметить, что и содержание хлорита здесь значительно выше.

Каолинит, встречающийся лишь в известняках подсолевого комплекса и в прослоях песчано-алевритовых пород верхней подтолщи ГМТ, имеет, судя по характеру небазальных отражений, довольно неупорядоченную

Таблица 1

Состав силикатной части глинистой (< 0,005 мм) фракции пород Старобинского месторождения

Изучавшиеся отложения		Содержание минералов, вес.%					
		Гидро-стлюда	Хлорит	Хло-рит-монт-морит-донит	Као-линит	Кали-евый по-ле-вой шпат	Кварц
Глинисто-мергелистая толща (ГМТ)	Верхняя под-толща	65-75	0-3	сл	0-10	10-20	10-15
	Нижняя под-толща	45-65	2-3	0-25	-	15-35	0-10
Соляная толща	I калийный горизонт	45-65	2	-	-	35-45	1-3
	Хемотрерригенные породы 26-28 пачек*	50-60	1-2	5-15	-	25-30	5-10
	II калийный горизонт	40-60	2-3	-	-	40-55	0-5
	Хемотрерригенные породы 18-22 пачек*	70-75	3	5-10	-	10-15	до 10
	III калийный горизонт	45-60	5-10	-	-	30-40	0-5
Подстилающий комплекс	Задонско-елецкие отложения	70-85	1-3	-	3-5	5-10	5-15

* Использована нумерация пачек соляной толщи, приводимая в работе А.А. Иванова и др. [1961].

структуру, более характерную для аллотигенных разностей. Последнее подтверждается и электронографическими данными по изучению каолинита в идентичных отложениях Припятской впадины [Самодуров, 1975].

Смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования, присутствующие в некалиеносных породах хемотрерригенных пачек соляной толщи и их гипергенных аналогах ГМТ, чаще всего представлены неупорядоченными разностями, содержащими от 30 до 60% разбухающих слоев. В породах нижней подтолщи ГМТ и верхней части соляной толщи изредка встречаются также упорядоченные хлорит-монтмориллонитовые образования (корренситы), генетически связанные с прослоями явно пирокластических пород. В породах калийных горизонтов и их гипергенных аналогах (сульфатно-карбонатно-гематитовых прослоях) ГМТ смешанослойные образования практически отсутствуют.

Кроме рассмотренных минералов, в отложениях Старобинского раз-

Т а б л и ц а 2

Кристаллохимический состав и другие характеристики гидрослюд 1Md(2M₁) Старобинского месторождения

Изучавшиеся отложения	Формульные коэффициенты*			
	Si ⁴⁺	Al ^{iv}	Fe ³⁺ + Fe ²⁺	Mg ²⁺
Верхняя подтолща GMT	3,79	0,15	0,29	0,55
Отложения калийной залежи и их гипергенные аналоги	3,61	0,36	0,50	0,61
Породы подсолевого комплекса	3,74	0,26	0,36	0,27

*Представлены средние значения, рассчитанные по результатам химического анализа практически мономинеральной фракции менее 0,001 мм.

реза встречаются гидрослюды модификации 1M [Расказов, Яхонтова, 1980; Поляковский, 1982], диоктаэдрический и триоктаэдрический монтмориллонит, палыгорскит [Самодуров, 1976; Поляковский, Поликарпов, 1977]. Как правило, все эти минералы приурочены к встречающимся главным образом в верхних частях соляной толщи и GMT туфогенным прослоям или породам, имеющим признаки присутствия пирокластике. Морфологические характеристики и распределение в разрезе свидетельствуют о явно аутигенном происхождении этих глинистых минералов туфогенных пород.

На Верхнекамском месторождении изучались карбонатно-глинистые породы подсолевого комплекса, относящиеся к филипповскому горизонту, галопелиты и нерастворимые остатки пород соляной толщи иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми, а также надсоляные отложения уфимского яруса верхней перми — соляно-мергельной, терригенно-карбонатной (соликамский горизонт) и пестроцветной (шешминский горизонт) толщ.

Песчано-алевритовые фракции этих пород представлены ассоциациями грауваккового типа, включающими кварц, полевые шпаты и литокласты, представленные обломками кремнистых пород и эффузивов основного и среднего состава [Поликарпов и др., 1981]. Более основной по сравнению со Старобинским месторождением состав крупнообломочного материала отражает характер пород питающих провинций, связанных здесь главным образом с основными и ультраосновными комплексами западного склона Урала [Смирнов и др., 1977].

Минеральный состав глинистого материала пород Верхнекамского месторождения представлен в табл. 3. Приведенные данные показывают, что в отличие от существенно гидрослюдистого по составу глинистого материала пород Старобинского месторождения на Верхнекамском он представлен гидрослюда-хлоритовыми ассоциациями. Существенно отличаются и кристаллохимические характеристики глинистых минералов.

Формульные коэффициенты*		Рентгенографические характеристики		
Al ^{VI}	K ⁺	<i>b</i> , нм	$\frac{J_{001}}{J_{002}}$	Полуширина пика 001 мм
1,15	0,55	0,901–0,902	2,7–3,3	25–30
0,92	0,65	0,902–0,904	3,0–4,2	16–19
1,31	0,70	0,901–0,902	2,7–2,8	17–19

Гидрослюдистые минералы некалиеносных отложений Верхнекамского разреза представлены смешанослойными образованиями, дававшими на дифрактограммах базальные отражения в области 1,00–1,01 нм с характерным диффузным "хвостом" в виде широкого пика в области 1,06–1,10 нм. После насыщения глицерином последний практически исчезал с появлением на дифрактограммах наряду с малосмещавшимся отражением 0,99–1,00 нм слабого пика 0,95–0,97 нм. Такой характер изменений дифракционной картины можно объяснить присутствием в гидрослюдистом материале как собственно гидрослюды (содержание разбухающих слоев менее 5–10%), так и гидрослюда-монтмориллонитовых образований, содержащих значительно большие (20–30%) количества лабильного компонента.

Хлорит представлен железисто-магнезиальными триоктаэдрическими ($b = 0,926–0,928$ нм) разностями. Кристаллохимические характеристики его довольно постоянны в разрезе. Некоторые отличия установлены лишь для хлоритов верхних частей силвинито-карналлитового горизонта и наиболее выветрелых пород надсолевого комплекса. В первом случае фиксировалось присутствие более магнезиальных разностей хлорита наряду с общим увеличением содержания здесь этого минерала, во втором — отмечалось появление дефектности в структуре хлорита и уменьшение его содержания, что особенно характерно при переходе от терригенно-карбонатной к пестроцветной толще. Параллельно с этим в породах последних появляются разбухающие минералы типа хлорит-монтмориллонита, разбухающего хлорита и другие смектиты, по своим характеристикам сходные со смешанослойными образованиями из близких по формационной принадлежности пород "уфимской свиты" Оренбургского Приуралья [Соколова, 1982].

Кроме описанных минералов, в некоторых пластах силвинито-карналлитового горизонта встречен также серпентиноподобный минерал типа амезита [Поляковский и др., 1980], а в анализимсодержащих туфоген-

Таблица 3

Состав глинистой (< 0,005 мм) фракции пород Верхнекамского месторождения

Отложения		Содержание минералов, вес. %					
		Гидро- слюдя- стые минера- лы	Хлорит	Разбуха- ющие три- октаэдр- рические минера- лы	Полевой шпат		Кварц
					Натри- евый	Кали- евый	
Надолоевой комплекс	Красноцветная толща	20-30	10-25	15-40	5-15	-	15-20
	Терригенно-карбонатная толща (ТКТ)	25-35	15-30	0-25	10	-	15-20
	Соляно-мергельная толща (СМТ)	30-40	25-35	Следы*	10-15	Следы**	15-20
Соляная толща	Сильвинито-карналлитовый горизонт	15-20	30-45	-	-	20-30	15-25
	Сильвинитовый горизонт	15-35	15-25	-	-	30-50	5-10
Подолоевой комплекс	Породы филлипповского горизонта	30-40	30-40	-	10	-	15-20

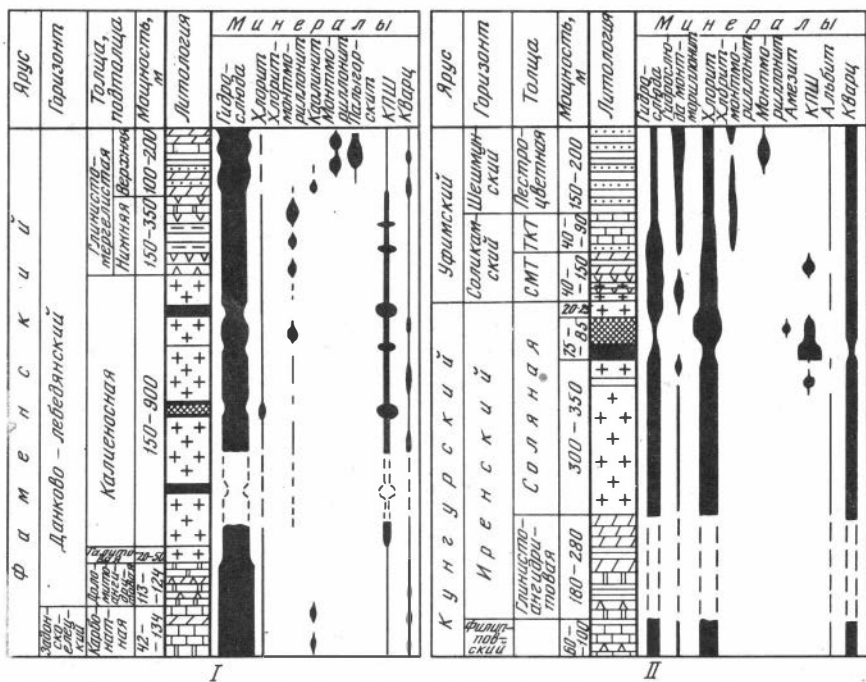
* В более значительных количествах присутствует лишь в отдельных прослоях верхних частей толщи.

** В узкой зоне калишпатизации [Поликарпов и др., 1979] содержание повышается до 25-30%.

ных прослоях, обнаруженных в верхней части соляно-мергельной и в отдельных участках терригенно-карбонатной толщи, присутствует корренсит.

Глинистые минералы пород Верхнекамского месторождения наблюдаются под электронным микроскопом в виде корродированных частиц неправильной формы. Только в породах сильвинито-карналлитового горизонта удавалось наряду с ними наблюдать ограненные пластинчатые образования шестиугольных очертаний, которые можно отождествить с амезитом или магнезиальным хлоритом.

Сопоставление минерального состава глинистого материала пород Старобинского и Верхнекамского месторождений показывает, что в том и другом случае глинистыми минералами, присутствующими практически во всех отложениях, являются гидрослюда и хлорит (рисунок). Однако количественное соотношение этих минералов и их кристаллохимические особенности для обоих разрезов резко различны, в том числе и для отложений, отвечающих одноименным стадиям галогенеза. Это позволяет связывать отмеченные различия с особенностями состава поступавших в бассейн продуктов выветривания пород областей сноса.



Распределение минералов глинистых фракций пород в разрезах Старобинского (I) и Верхнекамского (II) месторождений

1 — мергели; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — карбонатные глины; 5 — гипс (а) и ангидритсодержащие (б) породы; 6 — песчаники; 7 — силвиниты; 8 — карналлиты; 9 — каменная соль; 10 — сульфатно-карбонатно-гематитовые пролои; сокращения см. в тексте

Известно, что в развивающихся на кислых и средних породах профилях выветривания среди глинистых продуктов их разрушения преобладают гидрослюды и каолинит. В этой связи понятен существенно гидрослюдистый характер глинистых фракций пород Старобинского месторождения, а также присутствие на определенных участках разреза каолинита.

Значительно большая роль хлоритового комплекса в составе глинистого материала верхнекамских отложений объяснима поступлением из областей сноса в качестве одной из главных составляющих (наряду с гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми образованиями) хлоритоподобных минералов, образующихся при выветривании основных и ультраосновных пород [Казанский, 1969], которые характерны для питающих провинций Верхнекамского бассейна.

Тесная связь состава глинистого материала с характером пород областей сноса, достаточная выдержанность соотношений его главных компонентов по разрезам, а также структурные и морфологические особенности минералов свидетельствуют об унаследованном происхождении основной массы глинистого материала.

Трансформационные преобразования претерпевали главным образом

неустойчивые в условиях осолонения минералы, содержащие лабильные межслои в структуре, и каолинит. Они в диагенезе превращались на стадии садки доломитов в хлорит-монтмориллонит, а на более поздних этапах галогенеза — в железисто-магнезиальную гидрослюда, магнезиальный хлорит и амезитоподобные минералы в зависимости от содержания и соотношения в рассолах К, Mg и Fe. Видимо, этими процессами можно объяснить изменение валового химического состава гидрослюдистого материала и периодичность в распределении хлорит-монтмориллонита на Старобинском месторождении, присутствие амезитоподобных минералов в сильвинито-карналитовых породах — на Верхнекамском и наблюдавшееся в этих породах на обоих месторождениях резкое увеличение содержания хлорита.

В верхних частях разрезов при развивавшихся там гипергенных изменениях пород аллотигенные гидрослюда и хлорит претерпевали деградационные преобразования. Видимо, в какой-то мере с этими процессами связано появление здесь разнообразных смешанослойных минералов.

Роль синтеза в формировании состава силикатной составляющей пород была наиболее значительна на стадии садки калийных солей, с которой связаны процессы массовой кристаллизации аутигенных калиевых полевых шпатов [Поликарпов и др., 1981]. Новообразование глинистых минералов происходило, особенно на более ранних стадиях осолонения, в основном за счет пеллового материала с появлением палыгорскита, триоктаэдрического монтмориллонита, корренсита и гидрослюды ряда лейкофиллит-селадонит.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов Н.А., Левицкий Ю.Ф., Баязитов С.Х., Банченко М.С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. — Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 68, с. 3—75.
- Казанский Ю.Л. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969. 127 с.
- Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтегазоносностью. Минск: Наука и техника, 1966. 316 с.
- Поликарпов А.И., Петров Е.В. О влиянии континентального стока на геохимическую специализацию соленодных бассейнов и их производных. — В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения: Тез. докл. 2-го Всесоюз. солевого совещ. Новосибирск, 1979, т. 1, с. 33.
- Поликарпов А.И., Петров Е.В., Поляковский В.Я., Толкачев М.Д. Калиевые полевые шпаты в породах морских галогенных формаций (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений). — Минерал. журн., 1981, № 4, с. 34—44.
- Поликарпов А.И., Поляковский В.Я., Мелкова Н.В. О значении аутигенных калиевых полевых шпатов в породах соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения. — Зап. ВМО, 1979, ч. 108, вып. 4, с. 471—475.
- Поляковский В.Я. О распространении и условиях образования глинистых минералов пород Старобинского и Верхнекамского месторождений калийных солей. — В кн.: Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений. Л., 1982, с. 24—33.
- Поляковский В.Я. Методика и результаты количественного рентгеновского фазового анализа глинистых составляющих пород Старобинского и Верхнекамского месторождений. — Калийная пром-сть, 1983, вып. 1, с. 4—7.
- Поляковский В.Я., Поликарпов А.И. К минералогии глинистых фракций пород надсолевой глинисто-мергельной толщи Старобинского месторождения. — Калийная пром-сть. 1977, вып. 5, с. 33—36.
- Поляковский В.Я., Поликарпов А.И., Мелкова Н.В. Особенности минералогии глинистых фракций калиеносных пород Ново-Соликамакского участка Верхнекамского месторождения. — Калийная пром-сть, 1980, вып. 3, с. 15—17.

- Рассказов А.А., Яхонтова Л.К. Особенности гидрослюдов из калиеносных отложений Старобинского месторождения в Белоруссии. – Вести. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980, № 5, с. 97–101.
- Рентгенографические методы изучения и структура глинистых минералов/Под ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 599 с.
- Самодуров В.П. О закономерностях распределения глинистых минералов в межсолевых верхнедевонских отложениях Припятской впадины. – В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск, 1975, с. 88–95.
- Самодуров В.П. К минералогии палыгорскитовых глин в надсолевых отложениях северо-запада Припятской впадины. – В кн.: Материалы VI науч. конф. молодых геологов Белоруссии. Минск, 1976, с. 112–114.
- Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.П. и др. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.
- Соколова Т.Н. Аутнгенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения: (На примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы). М.: Наука, 1982. 164 с.

УДК 553.061.13/17+553.637

И.К. Вакурова, М.Д. Диаров

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БРОМХЛОРНОГО ОТНОШЕНИЯ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ БОРОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Расчленение разрезов галогенных толщ солянокупольных структур представляет актуальную и сложную задачу. В процессе формирования месторождений галогенных образований происходит значительное изме-

Т а б л и ц а 1

Сравнительная характеристика строения бороносной зоны отдельных частей соленосного бассейна

Часть солеродного бассейна	Зона	Количество зон	Значения		Распространенность пород, % от всех случаев	Главные породы образующие минералы
			$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$	$\text{Br}_2\text{O}_3, \%$		
Южная	Галитовая	—	0,32	x	1,60	Галит
	Полигалитовая	6	0,61	2,38 · x	50,6	Полигалит, сильвин
	Сильвинитовая	6	0,95	2,38 · x	25,4	Сильвин, каинит
	Карналлитовая	6	1,89	2,91 · x	20,8	Карналлит, кизерит
Юго-восточная	Галитовая	—	0,35	x	4,9	Галит
	Полигалитовая	3	0,62	1,83 · x	53,20	Полигалит, галит
	Сильвинитовая	3	0,80	1,78 · x	22,60	Сильвин, галит
	Карналлитовая	3	1,78	3,47 · x	19,4	Карналлит, кизерит

Таблица 2

Минералого-геохимическая колонка бороносной зоны южной части соленосного бассейна

Зона	Под-зона	Пачка	Содержание, %							
			Галит	Ангидрит	Полигалит	Лангбейнит	Каинит	Сильвин	Кизерит	Карналит
Галитовая	Галитовая	Ангидрит-галитовая	91	6	2					
Полигалитовая	Полигалитовая	Полигалит-галитовая	88		7			1		
		Сильвинит-полигалит-галитовая	81		13			2		
		Полигалитовая	37		60					
	Полигалит-сильвин-галитовая	Полигалит-лангбейнит-галитовая	75		7	19				
		Сильвин-полигалит-галитовая	77		13			7		
		Полигалит-кизерит-сильвиновая	44		13			22	13	
Сильвинитовая	Сильвин-каинитовая	Сильвинит-лангбейнитовая	54	4		26		11		
		Сильвин-каинитовая	47	3			44	4		
		Каинитовая	25	1			70	2		

Сильвинитовая	Сильвин-галитовая	Сильвин-галитовая	82	4		6	0,8	
		Полигалит-сильвин-галитовая	73		9	12		
		Полигалит-сильвинитовая	51		10	32	3	
Карналлитовая	Сильвин-карналлит-галитовая	Сильвин-карналлит-галитовая	84	6		4		4
		Карналлит-кизерит-сильвин-галитовая	75	4		9	4	1
		Сильвин-кизерит-карналлит-галитовая	76	4		3	4	12
	Кизерит-карналлитовая	Сильвин-карналлит-кизерит-галитовая	46	4		14	18	15
		Сильвин-карналлит-кизеритовая	39	3		11	25	15
		Кизерит-карналлитовая	31	2			8	57

Таблица 2 (окончание)

Зона	Подзона	Пачка	Содержание, %			$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$			Распространенность, %		
			V_2O_5			Пачка	Подзона	Зона	Пачка	Подзона	Зона
			Пачка	Подзона	Зона						
Галитовая	Галитовая	Ангидрит-галитовая	x	x	x	0,32	0,32	0,32	1,6	1,6	1,6
Полигалитовая	Полигалитовая	Полигалит-галитовая	2,8 · x	2,19 · x	2,38 · x	0,31	0,47	0,61	7,9	25,0	50,6
		Сальвинит-полигалит-галитовая	1,81 · x			0,54			16,8		
		Полигалитовая	5,19 · x			0,56			0,3		
	Полигалит-сильвин-галитовая	Полигалит-лангбейнит-галитовая	4,72 · x	2,75 · x	0,48	0,73	2,10				
		Сильвин-полигалит-галитовая	2,06 · x		0,58		19,0	25,6			
		Полигалит-кизерит-сильвиновая	4,15 · x		1,70		4,50				
Сильвинитовая	Сильвин-каинитовая	Сильвинит-лангбейнитовая	3,04 · x	2,87 · x	2,37 · x	0,79	1,05	0,95	2,5	4,3	27,0
		Сильвин-каинитовая	2,68 · x			1,33			0,2		
		Каинитовая	1,65 · x			3,09			1,6		

		Сильвинитовая				
		Сильвин-галитовая				
Карналлитовая	Сильвин-карналлит-галитовая	Сильвин-карналлит-галитовая	1,73 · x	0,54	0,91	13,9
		Полигалит-сильвин-галитовая	2,47 · x	0,78		3,9
		Полигалит-сильвинитовая	2,12 · x	1,67		4,9
	Сильвин-карналлит-галитовая	Сильвин-карналлит-галитовая	1,57 · x	0,66	1,35	0,7
		Карналлит-кизерит-сильвин-галитовая	1,91 · x	0,70		0,6
		Сильвин-кизерит-карналлит-галитовая	1,63 · x	1,53		5,4
	Кизерит-карналлитовая	Сильвин-карналлит-кизерит-галитовая	3,27 · x	1,58	2,15	7,6
		Сильвин-карналлит-кизеритовая	3,80 · x	2,36		5,5
		Кизерит-карналлитовая	3,78 · x	4,50		1,0
		2,26 · x			2,27	
		1,65 · x			6,7	
		3,51 · x			14,10	
		2,91 · x			20,8	
				1,89		

Таблица 3

Минералого-геохимическая колонка бороносной зоны юго-восточной части соленосного бассейна

Зона	Подзона	Содержание, %				
		Галит	Ангидрит	Полигалит	Сильвин	Кизерит
Галитовая	Галитовая	80	9	4		
Полигалитовая	Ангидрит-полигалит-галитовая	74	5	10		
	Полигалит-галитовая	68	5	15		
	Сильвин-полигалит-галитовая	63		21	4	
Сильвинитовая	Сильвин-ангидрит-галитовая	71	8		3	5
	Ангидрит-сильвин-галитовая	56	14		9	4
	Сильвинитовая	49	11		27	4
Карналлитовая	Карналлит-кизерит-полигалит-галитовая	46		19	4	12
	Ангидрит-карналлит-галитовая	41	14		6	4
	Галит-кизерит-карналлитовая	31	5		24	25

нение химического, литологического, минералогического состава, структурно-тектонических особенностей соляных отложений. Образовались многочисленные постседиментационные минералы. Нарушена первоначальная последовательность образования отложений. В этих условиях мы попытались проанализировать особенности распределения Вг в отдельных литологических разновидностях соляных отложений. Изучение Вг, изоморфно входящего в хлоридные соляные минералы, представляет несомненный интерес как для расчленения разрезов соляных отложений, так и для исследования геохимических особенностей формирования соляных пород.

Теоретические основы возможности применения бромхлорного коэффициента для выяснения генетических особенностей образования солей обоснованы исследованиями М.Г. Валяшко, Т.В. Мандрыкиной [1952] и

Содержание, %			$\text{Br} \cdot 10^{-3}$		Распространенность, %	
Карналлит	B_2O_3		Cl		Подзона	Зона
	Подзона	Зона	Подзона	Зона		
	x	x	0,35	0,35	4,9	4,9
	1,18 · x		0,36		12,9	
	2,22 · x	1,83 · x	0,49	0,62	20,5	53,2
	1,87 · x		0,90		19,8	
	2,03 · x		0,43		9,8	
Глина-6	2,25 · x	1,78 · x	0,67	0,80	4,2	22,6
	1,22 · x		1,26		8,6	
11	4,33 · x		1,32		8,8	
28	2,29 · x	3,47 · x	1,43	1,78	4,2	19,4
28	3,03 · x		2,61		6,4	

М.Г. Валяшко [1956]. Большинство исследователей, изучавших распределение Br в солях, отмечает справедливость использования бромхлорного отношения при установлении генезиса и условий формирования соляных залежей.

В распоряжении авторов настоящей статьи имелись описания и результаты свыше 2400 проб соляных пород южной и юго-восточной частей соленосного бассейна. Все породы, содержащие в своем составе бораты, по литологическим особенностям подразделены на отдельные группы. В каждую группу включались индивидуальные пробы пород одного типа. В породах групп найдено среднее значение бромхлорного коэффициента. Производился пересчет химического состава отложений на минералогический. Выделены галитовая, полигалитовая, сильвинитовая и карналлитовая группы (зоны) пород. По каждой зоне определена средняя минералогическая

характеристика пород. По результатам исследований составлены минерало-геохимические колонки вышеуказанных зон (табл. 1–3).

Полученные сравнительные данные позволили установить некоторые региональные закономерности образования боратов.

1. Осаждение В происходило при равномерном концентрировании рассола бассейна в течение всего времени осадконакопления. Контролирующим фактором степени концентрации рассолов служит рост содержаний Вг. Во всех случаях в бороносных породах региона, образующихся в начальной и конечной стадиях солеотложений, значение бромхлорного коэффициента значительно растет.

2. По мере концентрирования рассолов росло количество выпадающего В в осадок. При этом каждая часть солеродного бассейна характеризуется своим уровнем боронасыщенности. Породы заключительной (карналлитовой) стадии характеризуются наибольшим содержанием B_2O_3 .

3. Повсеместно выпадению В в осадок сопутствовали наряду с солями Mg и соли Са. Во всех зонах боронакопления постоянно присутствует ангидрит или полигалит.

4. Длительность стадии галогенного боронакопления по времени были неодинаковыми. На заключительную стадию приходится четверть времени в сего периода боронакопления.

ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М.Г. Геохимия брома в процессе галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. – Геохимия, 1956, № 6, с. 33–48.

Валяшко М.Г., Мандрыкина Т.В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. – Тр. ВНИИГ, 1952, вып. 23, с. 160–167.

УДК 552.53+533.637

М.Д. Диаров, Г.С. Утарбаев, С.М. Оспанов

К ГЕОХИМИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ ГАЛОГЕННЫХ БОРАТОВ

Месторождения бора, связанные с соленосными отложениями, широко известны [Валяшко, 1962, 1969; Страхов, 1962; Яржемский, 1968; Николаев, 1947; Коробов, 1963; Горбов, 1976; Диаров, 1967; Кореневский, 1973; Озол, 1967; Свидзинский, 1974; Халтурина и др., 1977].

За последние годы наши знания в изучении особенностей формирования залежей галогенных боратов расширились. Многочисленными буровыми скважинами на площадях отдельных соляных куполов были обнаружены зоны развития галогенных отложений. Впервые горными выработками были вскрыты залежи боратов в соляных отложениях солянокупольной структуры. Изучены геолого-литологические и морфологические особенности продуктивных пород. Доказана промышленная значимость коренных

боратов. При вскрытии залежей горными выработками в основном подтвердились главные геолого-геохимические закономерности формирования залежей продуктивных пород, установленные при изучении их с поверхности буровыми скважинами.

Особенностями образования и строения зон бороносных пород являются следующие.

1. Приуроченность боратов к любым литологическим разностям отложений и развитие обогащенных участков по контактам различных литологических разновидностей пород. Минералы В были обнаружены в сильвинитах, карналлитах, каменной соли, соляных глинах и даже ангидритах, т.е. в породах, образование которых происходило на разных стадиях испарения рассолов морского происхождения.

2. Невыдержанность морфологии залежей как по простиранию, так и по падению соляных отложений.

3. Изменчивость литологических составов отложений бороносной зоны. Минералы (стронциево-кальциевые, кальциево-магниевого, калиево-магниевого, хлор-магниевого и др.) боратов имеют самую различную форму — от микровключений и оолитообразных выделений до крупных желваков. Бораты иногда выполняют трещины, секущие основную массу пород. Борные минералы в процессе формирования соляных диапировых структур претерпели весьма сложную эволюцию, зависящую от изменений геологической обстановки. Многие из минералов В связаны взаимными переходами.

4. Спорадическое распределение боратов в пределах толщ и зоны.

5. Сложность строения пород бороносной зоны. Породы, слагающие зону, во многих случаях брекчированы. Имело место внедрение одних пород в другие. Установлено наличие открытых, иногда и залеченных галитом трещин и пустот. Отдельные участки бороносных пород пропитаны рассолом.

В целом, несмотря на значительное пополнение наших знаний, многие вопросы образования боратов остаются еще невыясненными. Прежде всего отсутствие четких рудоконтролирующих факторов, определяющих размещение залежей продуктивных пород, снижает эффективность ведения дорогостоящей подземной разведки среди огромных соляных масс. Большую трудность представляет также распознавание зон разубоживания боратов. Для приближения решения этих вопросов нами глубже изучались геохимические особенности формирования залежей боратов.

В каждом локальном участке химический, литологический и минералогический составы пород значительно отличаются от первоначальных. Для представления в обобщенном виде условий формирования солей были найдены валовые химические составы бороносных пород отдельных частей солеродного бассейна. По валовым химическим составам определены соотношения участвующих в бороносных породах отдельных солевых составляющих (табл. 1, 2).

Если все изученные бороносные горизонты независимо от их сегодняшних литологических, минералогических составов, и глубины залегания представить в виде единого первоначального бороносного горизонта и при этом учитывать только компонентные или солевые составы, то выясняются следующие геолого-геохимические особенности осаждения солей.

Таблица 1

Соотношения солевых составляющих бороносных галогенных отложений региона

Часть солеродного бассейна	Отношение солей в породах		
	$\text{CaSO}_4 : \text{B}_2\text{O}_3$	$(\text{MgSO}_4 + \text{MgCl}_2) : \text{B}_2\text{O}_3$	$\text{CaSO}_4 : (\text{MgSO}_4 + \text{MgCl}_2)$
Северная	2,08 (1,95)	1,63 (1,59)	1,27 (1,26)
Юго-восточная	2,11 (1,95)	1,64 (1,59)	1,27 (1,26)
Южная	2,14 (1,95)	1,60 (1,59)	1,34 (1,26)

Примечание. В скобках — теоретическое значение.

Таблица 2

Относительное содержание солевых составляющих в общем содержании солей $\text{CaSO}_4 + \text{B}_2\text{O}_3 + (\text{MgCl}_2 + \text{MgSO}_4)$ галогенных бороносных пород региона, %

Соли	Теоретическое значение	Часть солеродного бассейна		
		северная	юго-восточная	южная
CaSO_4	43,414	44,27	44,11	45,16
B_2O_3	22,208	21,00	21,19	21,13
MgSO_4	—	17,66	33,58	16,51
MgCl_2	—	17,07	1,12	17,24
$(\text{MgCl}_2 + \text{MgSO}_4)$	34,377	34,73	34,70	33,75
Всего	100	100	100	100

1. Первоначально в бороносном бассейне количество осаждаемых магниевых солей определялось количеством кальциевых солей и наоборот.

2. Степень первоначальной боронасыщенности соляных пород в солеродном бассейне зависела от наличия солей Mg и Ca.

3. В бороносном бассейне в период садки основных компонентов привноса только В или только солей Mg много солей Са не было. Если привнос имел место, то одновременно поступали и В, и соли Mg и Са.

4. Позднее, в период уплотнения осадков и в процессе формирования соляных диапиров происходило некоторое перераспределение В и других компонентов внутри пород бороносной зоны, которое и в настоящее время мы наблюдаем.

Далее нас интересовало количественное значение привноса и выноса В в слабоизмененных породах. Для решения этой задачи построены колонки скважин и выработок с указанием ожидаемого и фактического содержания В. Произведен подсчет площадей ожидаемого и фактического содержания B_2O_3 по каждой скважине и выработке. Найдено отношение суммарных площадей ожидаемого и фактического распределений В. Оно оказалось равным 0,844. Отсюда вытекает, что фактическое содержание B_2O_3 в анализированных породах оказалось несколько ниже, чем ожидалось, т.е. вероятный вынос В из этих пород в среднем составил 15,6%.

Производился также совместный анализ содержаний (ожидаемого и фактического) B_2O_3 и $CaSO_4$. Выделены четыре зоны:

1. Совпадение ожидаемого и фактического содержаний B_2O_3 наблюдается в 68 случаях (анализах) из 450 анализов.

2. При содержании $CaSO_4$ в породах до 3,5% (всего случаев 117) преобладают породы (95 случаев из 117) с фактически бóльшим содержанием B_2O_3 по сравнению с его ожидаемым количеством, т.е. преобладал привнос В в этих отложениях над его выносом. Породы обогатились В.

3. При содержании $CaSO_4$ от 3,5 до 8% (всего случаев 219) преобладают случаи (165 из 219) выноса над случаями привноса B_2O_3 из бороносной зоны.

4. При содержании $CaSO_4$ свыше 8% (всего случаев 46) породы оказались более бедными (43 случая из 46) по В, чем ожидалось.

В целом результаты настоящих исследований, базирующиеся на большом фактическом материале, указывают на закономерный характер образования боратов, который определялся сложными процессами солеотложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Валышко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Валышко М.Г.* Генезис и поиски отложений боратов, связанных с месторождениями морских солей. — Сов. геология, 1969, № 6, с. 15–24.
- Горбов А.Ф.* Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 207 с.
- Диаров М.Д.* О приуроченности бора к стадиям солеотложения. — Геохимия, 1967, № 2, с. 233–238.
- Корневский С.М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 299 с.
- Коробов С.С.* О происхождении борной минерализации. — В кн.: Минеральное сырье. М.: Госгеолтехиздат, 1963, вып. 8, с. 91–103.
- Николаев А.В.* Физико-химическое изучение природных боратов. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 238 с.
- Озол А.А.* Особенности геохимии гипергенного бора и вопросы формирования его месторождений галогенно-осадочного типа. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 143–155.
- Свидзинский С.А.* Находки аксессуарных боратов в разрезе Эльтонской структуры. — В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучение месторождений горно-химического сырья. М.: Недра, 1974, с. 156–158.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.
- Халтурина И.И., Бочаров В.М., Аврова Н.П.* Минералого-литологические особенности и специфика формирования некоторых комплексов калийно-магниевых солей Прикаспийской галогенной формации. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, с. 73–76.
- Яржемский Я.Я.* Вопросы формирования боратов. Л.: Недра, 1968. 93 с.

Ф.А. Закирова

О РОЛИ ЭНДОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ БОРНЫХ И СЕРНЫХ РУД В СОЛЯНОЙ ТОЛЩЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Прикаспийская впадина представляет собой крупнейший солянокупольный регион мира и характеризуется сложным тектоническим строением. Самым существенным в строении фундамента впадины является то, что в ее центральной, наиболее погруженной части, судя по сейсмическим данным, отсутствует "гранитный" слой. Такое строение не характерно для разрезов земной коры древних платформ. Н.Я. Куниным с соавторами [1979] обоснована принципиально новая точка зрения на природу Прикаспийской впадины. По их данным, значительная ее часть в среднем—позднем палеозое представляла собой структуру типа окраинного моря и на месте единой Прикаспийской впадины в это время существовала обширная гетерогенная зона погружения и осадконакопления, включающая континентальный склон, краевую впадину с субокеанической корой и мобильную область с корой континентального типа, расчлененную на блоки глубинными разломами. Мобильная область на юге непосредственно прилежала к окраинно-континентальному Евразийскому вулканическому поясу, становление которого завершилось в среднекаменноугольное—раннепермское время, и не исключено, что высокая тектоническая активность центральной и южной частей впадины в период соленакопления в значительной мере была обусловлена существованием в южном обрамлении впадины названного пояса.

Наряду с участками, лишенными геофизического "гранитного" слоя, большой интерес вызывают глубинные разломы и кольцевые структуры, которые могли служить путями дополнительного привноса борных и серных соединений.

В пределах Прикаспийской впадины в результате геолого-геофизических исследований и дешифрирования аэрокосмофотоснимков выделено несколько десятков глубинных разломов. Как отмечает В.В. Белоусов [1982], уже в рифее земная кора впадины была пересечена периферическими и радиальными разломами. Особый интерес вызывают три региональных разлома, выделенных по результатам дешифрирования космических снимков. Эти разломы имеют субширотное простирание, располагаются приблизительно на расстоянии 200 км друг от друга (почти параллельны) и дешифрируются в виде полос, шириной около 7 км [Пронин, 1980]. Как, отмечает В.И. Смирнов [1982], рудоконтролирующие разломы часто фиксируются в виде параллельно стоящих друг от друга серий. Такой "тектонический шаг" (150—200 км) установлен для рудоконтролирующих разломов Центральной Европы, Америки и Африки. Наибольшего внимания заслуживает второй региональный разлом, ограничивающий с юга наиболее погруженную часть впадины и совпадающий с южным сегментом зоны перехода коры океанического типа в континентальную. В результате анализа геотермических условий недр [Дальян,

Посадская, 1972; Садыков, 1977] выявлено, что по направлению к глубинным разломам наблюдается возрастание геотермического градиента. Поэтому зоны глубинных разломов могут рассматриваться как места высвобождения тепловой энергии и в то же время как пути дополнительного привноса в солеродный бассейн или в уже сформированные соленосные отложения рудных компонентов.

На территории Прикаспийской впадины в последние годы выявлено широкое развитие кольцевых структур, большинство из которых отчетливо соответствует сводовым поднятиям ее фундамента. Основная часть кольцевых структур впадины локализуется в зоне перехода коры океанического типа в континентальную, как бы опоясывая эту зону, и в то же время вытянута вдоль второго регионального субширотного разлома. Кольцевые структуры вызывают большой интерес в связи с тем, что они являются рудоконцентрирующими системами [Порошин, 1980], и дуговые разломы, ограничивающие их, могут контролировать размещение нефтяных и рудных месторождений. В пределах впадины отмечается тяготение кольцевых структур к крупным линеаментам, особенно к участкам их сгущения.

По мнению В.Ю. Зайченко с соавторами [1981], кольцевые структуры являются наиболее активными и динамичными в тектоническом отношении участками земной коры, возникающими в районах мантийного дипиризма. По данным В.Н. Брюханова и др. [1977], крупные кольцевые структуры (в пределах Прикаспийской впадины к ним можно отнести Уильскую и Ширкалинскую) представляют собой кольцевые и дуговые разломы, возникшие на самых ранних этапах становления земной коры и служившие путями проникновения так называемых сквозьмагматических растворов. По заключению В.Г. Пронина [1980], приуроченность кольцевых структур к флексурным зонам в Прикаспийской впадине дает возможность связывать их происхождение с процессами, которые происходят в наиболее напряженных участках фундамента впадины и подсолевых отложений.

При детальном анализе кольцевых структур [Порошин, 1980] обнаружено, что рудные объекты располагаются закономерно относительно элементов строения этих образований: центров, радиусов, локализуясь в точках их пересечения с линейными нарушениями меридионального, широтного и иногда других простираний.

В результате анализа размещения бороносных и сероносных соляных структур установлено, что основная их часть расположена в центральной и южной частях впадины, которые отличались тектонической активностью в период соленакопления. Бороносные и сероносные структуры приурочены здесь к региональному разлому, совпадающему с южной частью зоны перехода коры океанического типа в континентальную, где, как уже отмечалось, сосредоточена основная масса кольцевых структур. Из 28 бороносных и 56 сероносных соляных структур, выявленных в пределах впадины, соответственно 20 и 47 находятся либо в зоне перехода коры океанического типа в континентальную, либо несколько южнее — в пределах мобильной зоны, расчлененной на блоки глубинными разломами. Важным заключением, вытекающим из анализа размещения бороносных и сероносных соляных структур, является их приуроченность к внутрен-

ним краевым частям кольцевых образований. Поэтому с точки зрения прогноза и поисков месторождений как борных, так и серных руд особое значение приобретает зона перехода коры океанического типа в континентальную в местах ее пересечения региональными разломами и кольцевыми структурами [Озол и др., 1983]. В этих местах должны были создаваться благоприятные условия для поступления в солеродные бассейны дополнительных количеств В и в уже сформированные соленосные отложения — H_2S . И если это действительно так, то в местах пересечения зоны перехода коры океанического типа в континентальную с региональными разломами и (или) кольцевыми структурами в соляных отложениях должны были возникать локальные концентрации боратов, а в перекрывающих их сульфатно-карбонатных кепроках — самородной серы.

По данным подземной разведки, проведенной в последнее время, локальные концентрации боратов были выявлены на одной из солянокупольных структур Прикаспийской впадины, где вскрыт мощный пласт высокоборноносных солей. До настоящего времени в солях нигде еще не были обнаружены столь высокие по содержанию борные руды. Объяснить такое явление только с позиций морского галогенеза затруднительно. В высокоборноносном пласте, содержащем прослой пепловых туфов, борные руды представлены калиборитом (преобладающий), гидроборатитом и ашаритом. Интересно отметить, что на участках развития каменной соли преобладает игольчатый прозрачный гидроборатит в ассоциации с калиборитом и ашаритом. Ранее на Индере, по данным В.В. Лобановой, в зоне развития каменной соли, обогащенной игольчатым гидроборатитом, содержащей также ашарит и отчасти калиборит, был встречен селлаит — минерал, обычно чуждый солям. Он включен в каменную соль и гидроборатит в виде тонкоигольчатых кристаллов или паутиноподобных скоплений. Причем наиболее высокие содержания селлаита совпадают с наиболее высокими содержаниями В в соленосной толще. Борноносные соли, содержащие гидроборатит и селлаит, представляют большой генетический интерес. Дело в том, что происхождение боратов в морских эвапоритах вот уже долгие годы является предметом острой дискуссии. В последнее время А.А. Озол [1983] обоснована полигенная природа В в его галогенных месторождениях. Происхождение боратов он связывает с накоплением высококонцентрированных рассолов при одновременном поступлении гидротермальных растворов, которые приносили дополнительные порции В. На близких позициях стоят Б. Роулстон и Д. Вау [Roulston, Waugh, 1981]. Недавно выявленные скопления боратов в морских эвапоритах Канады, представленные боратитом, говлитом, хильгардитом, гидроборатитом, волковскитом и другими борными минералами, локализованными в толщах каменной соли (средний галит), они также объясняют поступлением в солеродный бассейн гидротермальных растворов. Локальные концентрации гидроборатита в ассоциации с селлаитом, выявленные в соляных отложениях Прикаспийской впадины и приуроченные к пластам каменной соли, подтверждают представление о полигенной природе В в его галогенных месторождениях.

В отношении соляных структур с серной минерализацией особого внимания заслуживают полукольцевая и осложняющая ее кольцевая структура меньших размеров, расположенные в южной части впадины. Большинство

серопроявлений сосредоточено именно в этом районе. Наряду с общепринятым (взаимодействие углеводорода с гипсом) возможен и иной путь образования S, и помимо углеводородных газов, необходимых для генерации S, можно привлечь серосодержащие флюиды, поступающие с глубин, в частности, сернистый газ, который, как было недавно доказано Л.Н. Овчинниковым [1980], играет важную роль в формировании серноколчеданных месторождений. Поэтому большое внимание при прогнозе месторождений S в зоне перехода коры океанического типа в континентальную следует уделять участкам пересечения линеаментов, выделяемых по геолого-геофизическим и космоэрогеологическим данным. Необходимо отметить, что между линеаментами и серопроявлениями существует прямая связь — основная часть соляных структур с серной минерализацией сосредоточена в зонах тектонических нарушений и места пересечения их могли служить путями поступления как углеводородных, так и серосодержащих флюидов различного состава. В таких зонах следует ожидать выявление локальных концентраций S.

ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.
- Брюханов В.Н., Глуховский Н.З., Ставцев А.Л.* Кольцевые структуры Земли. — Природа, 1977, № 10, с. 55–56.
- Дальян И.Б., Посадская А.С.* Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.
- Зайченко В.Ю., Кузнецов О.А., Понсуй-Шапко Г.П.* О природе кольцевых фотоаномалий, фиксируемых дистанционными методами. — Сов. геология, 1981, № 1, с. 98–106.
- Кунин Н.Я., Иогансон Л.И., Былевский Г.А.* Проблемы освоения подсолевых отложений Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1979, № 4, с. 17–27.
- Овчинников Л.Н.* Рудообразование с участием сернистого газа. — В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 107–117.
- Озол А.А.* Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1983. 205 с.
- Озол А.А., Закирова Ф.А., Тихвинский И.Н.* и др. Горнохимическое сырье Северного Прикаспия и основные направления поисковых работ. М.: ВИЭМС, 1983. 24 с.
- Порошин С.В.* Кольцевые структуры по данным дешифрирования космических снимков. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 9, с. 18–25.
- Пронин В.Г.* Закономерности распределения кольцевых образований в Прикаспийской впадине. — Изв. вузов. Геология и разведка. 1980, № 11, с. 137–140.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
- Садыков Ж.С.* Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.
- Roulston B.V., Waugh D.C.E.* A borate mineral assemblage from the penobsquis and Salt Spring evaporite deposits of southern New Brunswick. — Can. Miner., 1981, vol. 19, N 2, p. 291–301.

И.Б. Кулибакина, Э.В. Чайковская

ПРИУРОЧЕННОСТЬ СЕРОВОДОРОДА К РАЗЛИЧНЫМ ТИПАМ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СКОПЛЕНИЙ

Сероводород, являясь весьма распространенным компонентом природных газов, вследствие относительно низких парциальных упругостей не образует самостоятельных скоплений. Концентрация его обычно не превышает 1—3%, однако известны случаи, когда концентрация и упругость сероводорода могут достигать аномальных величин [Хайн, Дердалл, 1980].

Приуроченность промышленных концентраций сероводорода к зонам развития карбонатно-эвапоритовых отложений можно считать уже доказанной. Однако в газах чисто соленосных толщ содержание сероводорода обычно не превышает сотых (реже десятых) долей процента. Так, газы крупнейшего соленосного бассейна Восточной Сибири (общая площадь, по данным М.А. Жаркова, 2 млн.км²) относятся к категории бессернистых, реже малосернистых, несмотря на приуроченность их к карбонатному коллектору (исключение составляют сероводородсодержащие газы балыхтинского горизонта одноименной площади). Резкое снижение частоты встречаемости сероводородсодержащих газов в чисто соленосных отложениях отмечается и по Прикаспийской впадине, где сероводород в незначительных концентрациях фиксируется лишь при проходке кунгурских отложений отдельными скважинами.

Значительно меньше по сравнению с вопросом о фациальной приуроченности сероводородсодержащих газов разработан вопрос о закономерностях размещения скоплений сероводородсодержащего газа, хотя в последнее время этой проблеме уделяется достаточное внимание. Проведенными исследованиями [Анисимов, 1976, 1978; Амурский и др., 1976, 1977; Козлов, 1978; Вассоевич и др., 1979; Кулибакина, Чайковская, 1981; Анисимов, Потапов, 1983; и др.] было показано, что основные объемы сероводородсодержащих газов образуются в результате процессов abiогенной сульфат-редукции и приурочены к зонам высоких температур. Приуроченность значительных объемов сероводорода к зонам высоких температур обосновывается как данными экспериментальных исследований, так и термодинамическими расчетами и фактическим размещением месторождений высокосернистых газов.

В области высоких температур формирование залежей сероводородсодержащих газов определяется не только благоприятными условиями для протекания процессов термохимической сульфат-редукции, но и вследствие снижения в свободной фазе в зоне апокатагенеза (градация АК₂₋₃) относительной доли углеводородных компонентов. Это обусловлено тем, что растворимость метана с глубиной особенно в зонах с высоким геотермическим градиентом резко возрастает, что снижает возможность выделения углеводородов (метана) в свободную фазу на больших глубинах, тогда как растворимость сероводорода с нарастанием температуры снижается [Козинцева, 1964], достигая минимальных значений в области температур 190°C. Протеканию реакции abiогенной сульфат-редукции

способствует наличие в пластовой системе воды, так как в природных условиях происходит восстановление только водорастворимых сульфатов. Образование основных объемов сероводорода за счет процессов бактериальной и abiогенной (термохимической) сульфат-редукции подтверждают данные изотопно-геохимических исследований. Установлено, что сероводород большинства крупнейших промышленных месторождений мира характеризуется тяжелым изотопным составом S и близок по изотопному составу сульфатам вмещающих отложений [Orr, 1974; Гаврилов, Кулибакина, 1977; Панкина и др., 1983].

Значительные концентрации сероводорода могут образоваться и при различного рода биохимических процессах, однако запасы биохимического сероводорода не имеют промышленного значения вследствие неблагоприятных условий сохранности генерируемых газов. Биохимическая и термохимическая зоны разделены так называемой промежуточной зоной, наименее благоприятной для процессов генерации сероводородсодержащих газов, так как в этой зоне уже не существует благоприятных условий для протекания микробиальных процессов и еще нет условий, необходимых для термохимической сульфат-редукции [Кулибакина, Чайковская, 1981].

Помимо выделенных зон ниже зоны биохимической сульфат-редукции, можно выделить зону распространения сероорганически-термохимического сероводорода, образованного за счет деструкции нестабильных сернистых соединений нефтей и органического вещества (ОВ). Однако доля этого сероводорода в общем балансе сероводородсодержащих газов и его концентрации относительно невелики вследствие низкого содержания нестабильных сернистых соединений в нефтях и ОВ в зоне катагенеза (на грациях $МК_2$ и выше). Кроме того, если бы сероводород генерировался за счет процессов термического распада сернистых соединений нефтей, то он был бы сходен по изотопному составу с S нефтей. Однако анализ фактического материала по большинству наших [Панкина и др., 1983] и зарубежных [Orr, 1974, 1979] месторождений сероводородсодержащих газов показывает, что S сероводорода обычно отличается по изотопному составу от S нефтей. Не отмечается и непосредственной приуроченности сероводорода к залежам высокосернистых нефтей. Так, например, в карбонатных коллекторах усольской свиты нижнего кембрия выявлены месторождения высокосернистых, нередко меркаптановых нефтей (в нефтях осинского горизонта Марковской площади содержание S в нефтях достигает 0,89–1%, из них 50% меркаптановой), а сероводород в попутных газах отсутствует.

Невелика масштабность генерации сероводорода серно-термохимического происхождения, который может играть лишь определенную роль при погружении зон серного оруденения на значительные глубины, в зоны высоких температур. Следовательно, элементарная S и сернистые соединения нефтей не могут являться генератором промышленных концентраций сероводорода, основные объемы которого образуются за счет процессов abiогенной сульфат-редукции.

Однако истинная генетическая зональность распространения сероводородсодержащих газов обычно не совпадает с фактически наблюдаемой. Это объясняется тем обстоятельством, что различного рода деструктив-

ные процессы во многих случаях могут превалировать над процессами генерации. Затумешивают истинную генетическую зональность и широко развитые процессы миграции природных газов.

Относительно малоосвещенным остается вопрос о приуроченности сероводородсодержащих газов к углеводородным скоплениям различного типа (нефтяным, нефтегазоконденсатным, газоконденсатным, газовым залежам). Анализ обширного материала по сероводородсодержащим газам Советского Союза и ряду сероводородсодержащих провинций мира позволяет выявить определенную приуроченность газов с различной концентрацией сероводорода к залежам определенного типа.

Как видно из рис. 1, малосернистые газы (H_2S до 1,0%) связаны в основном с нефтяными (газоконденсатно-нефтяными) залежами, тогда как частота встречаемости сероводорода в газоконденсатных и особенно чисто газовых залежах (~6% общего числа) относительно невелика.

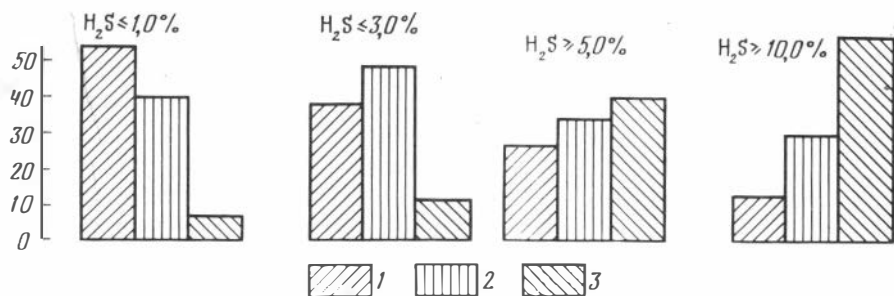
С ростом концентрации сероводорода отмечается преимущественная связь сероводородсодержащих газов с газоконденсатными залежами. Так, при концентрации сероводорода в газах ~3% более половины (53% общего числа залежей) всех проанализированных сероводородсодержащих газов связано с газоконденсатными залежами. Преимущественная приуроченность высокосернистых газов к газоконденсатным залежам видна и при рассмотрении данных по распределению запасов сероводородсодержащего сырья. Так, анализ фактического материала по запасам сероводородсодержащих газов Советского Союза (учитывались месторождения с запасами газа более 2 млрд.м³) показывает приуроченность основных запасов сероводородсодержащих газов (~70%) к газоконденсатным залежам. Причем отмечается связь основных объемов сероводорода с нижней газоконденсатной зоной. Верхней газоконденсатной зоне отвечают в основном относительно малосернистые (с концентрацией H_2S до 1%) газы, образованные в результате термохимической деструкции сероорганических соединений ОВ и нефтей.

С ростом концентрации сероводорода до 5% отмечается увеличение частоты встречаемости высокосернистых газов в чисто газовых залежах. Еще более наглядно связь высокосернистых газов с чисто газовыми залежами отмечается при концентрации более 10% сероводорода в газах (частота встречаемости высокосернистых газов в газонефтяных залежах не превышает 12,5%, а в залежах сухого метанового газа увеличивается до 60%)¹.

Наблюдаемая приуроченность сероводородсодержащих газов к газоконденсатным залежам хорошо согласуется с вертикальной зональностью распространения природных газов [Козлов, 1975].

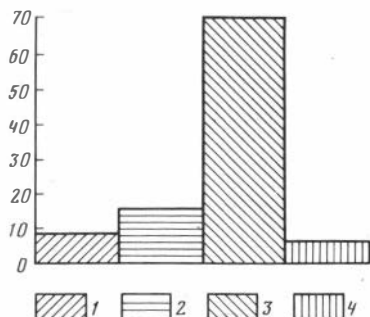
Однако приуроченность сероводородсодержащих газов к определенному типу залежей объясняется не только генерационными, но и различного рода деструктивными факторами. Например, вследствие высокой растворимости сероводорода в воде и нефти могут иметь место большие потери сероводорода в жидкой фазе, причем большое значение имеет не только наличие нефтяных скоплений, но и присутствие в коллекторе остаточной нефти, содержание которой может достигать 30–50% эффективного

¹ Учитывались в основном газы по зарубежным месторождениям в связи с ограниченным количеством данных по газам с концентрацией сероводорода более 10% по СССР.



Р и с . 1. Приуроченность сероводорода к углеводородным скоплениям различного типа (частотные графики)
Залежи: 1 – нефтяные, 2 – газоконденсатные, 3 – газовые

Р и с . 2. Распределение запасов сероводородсодержащих газов в углеводородных залежах различного типа (с запасами более 2 млрд. м³)
Залежи: 1 – нефтяные, 2 – газоконденсатно-нефтяные, 3 – газоконденсатные, 4 – газовые



объема порового пространства. Наличие остаточной нефти может вызывать значительные колебания концентраций сероводорода в свободной фазе. Как показали проведенные расчеты [Гончаров и др., 1972], общие запасы сероводорода только в остаточной нефти Оренбургского месторождения могут оцениваться в 5 млрд.м³.

Наличие свободных нефтяных скоплений и высокое содержание в коллекторах остаточных нефтей (площадь соприкосновения которых с газами значительно выше, чем у подошвенных нефтей) обуславливают приуроченность к газонефтяным и нефтегазоконденсатно-нефтяным залежам в основном малосернистых газов с концентрацией сероводорода от сотых до десятых долей процента. Таковы большинство пермско-каменноугольных залежей сероводородсодержащих газов рифовой зоны Волго-Уральской области. Количество остаточной нефти в породах зависит в первую очередь от литологического состава вмещающих пород. Так, например, площадь соприкосновения газа с породой в терригенных отложениях намного выше, чем в карбонатных. Это наряду с другими благоприятными факторами может объяснить преимущественную приуроченность сероводородсодержащих газов к карбонатно-эвапоритовым образованиям.

В пределах седиментационных бассейнов обычно устанавливаются не отдельные месторождения сероводородсодержащих газов, а целая группа месторождений, образующая крупные сероводородсодержащие провинции. К таким провинциям можно отнести Астраханско-Каратон-Тенгизскую, Оренбургско-Карачаганак-Тепловскую (СССР), зону надвигового пояса Скалистых гор и рифовую провинцию Ледюк (Канада), троговую часть Внутреннего соленосного бассейна (США) и др. Есть все основания пред-

полагать наличие крупной зоны распространения сероводородсодержащих газов на севере Тимано-Печорской провинции, которая будет, вероятно, прослеживаться и в акватории (рис. 2).

Таким образом, анализ приведенного материала показывает, что несмотря на полигенетичный характер формирования залежей сероводородсодержащих газов, его генерационный максимум связан с высокотемпературными зонами и отмечается определенная приуроченность высокосернистых газов и основных промышленных запасов сероводородсодержащего сырья к газоконденсатным залежам.

Газы с концентрацией сероводорода более 10% обычно связаны с областями распространения чисто газовых залежей.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабрев И.П., Соловьев Н.Н.* О направленных поисках сероводородсодержащих газов. – В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1976, № 12, с. 15–17.
- Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабрев И.П., Соловьев Н.Н.* Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов. – Сов. геология, 1977, № 5, с. 56–68.
- Анисимов Л.А.* Геохимия сероводорода и формирование залежей высокосернистых газов. М.: Недра, 1976. 160 с.
- Анисимов Л.А.* Условия abiогенного восстановления сульфатов в нефтегазоносных бассейнах. – Геохимия, 1978, № 11, с. 1692–1701.
- Анисимов Л.А., Потанов А.Г.* Геология, разведка и разработка залежей сернистых газов. М.: Недра, 1983. 197 с.
- Вассоевич Н.Б., Козлов А.Л., Лопатин Н.В.* Образование газов на разных этапах литогенеза. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, с. 35–43.
- Гаврилов Е.Я., Кулибакина И.Б.* О приуроченности сероводородсодержащих газов к зонам высоких температур. – В кн.: Происхождение нефти и газа и закономерности образования и размещения их залежей. Л.: Недра, 1977, с. 105–106.
- Гончаров В.С., Гончаров Э.С., Хельквист В.Г.* Некоторые геологические факторы, определяющие непостоянство концентраций сероводорода в газовых залежах. – Газовая пром-сть, 1972, № 4, с. 8–11.
- Козинцева Т.Н.* Исследование растворимости сероводорода в воде при повышенных температурах. – Геохимия, 1964, № 8, с. 758–765.
- Козлов А.Л.* Размещение газоконденсатных залежей в нефтегазоносных бассейнах и критерии определения перспектив нефтегазоносности. – Сов. геология, 1975, № 5, с. 150–157.
- Козлов А.Л.* Превращения нефти и газа в глубоких зонах седиментационных бассейнов. – В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978, с. 145–168.
- Кулибакина И.Б., Чайковская Э.В.* Вертикальная зональность распределения сероводородсодержащих газов – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 138–143.
- Панкина Р.Г., Мехтиева В.Л., Максимов С.П.* Образование H_2S и CO_2 в нефтях Астраханского месторождения (по изотопным данным). – Геология нефти и газа, 1983, № 4, с. 45–51.
- Хайн Д.Б., Дердалл Г.Д.* Борьба с отложениями серы из кислого газа. – Нефть, газ и нефтехимия, 1980, № 10, с. 28–33.
- Orr W.L.* Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation. – AAPG Bull., 1974, vol. 58, N 11, p. 2295–2319.
- Orr W.L.* Geologic and Geochemical controls on the distribution of hydrogen sulfide in natural gas. – Advance of Geochemistry, 1979, p. 579–597.

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДСОЛЕВОГО СЕРОВОДОРОДА
В ГАЗАХ АМУДАРЬИНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ
(по изотопным данным)**

В Амударьинской синеклизе углеводородные газы, содержащие высокие концентрации сероводорода (до 5% и выше), сосредоточены в рифогенных верхнеюрских известняках келловей—оксфорда, перекрытых мощными соляно-ангидритовыми породами гаурдакской свиты, датированной кимеридж—титоном. Общая площадь распространения верхнеюрской эвапоритовой формации в изучаемом бассейне около 500 тыс. км². Она прослеживается от западных предгорий Дарваза до восточных склонов Центрально-Каракумского свода. Подстилается гаурдакская свита верхнеюрской карбонатной формацией келловей—оксфорда, а перекрывается — нижнемеловой красноцветной формацией неокома. Мощность и строение эвапоритовой толщи значительно меняются по площади [Бабаев, 1977]. В центральных частях гаурдакского солеродного бассейна (погруженные участки Чарджууской ступени, Хивинско-Заунгузского, Бешкентского прогибов, Мургабской впадины и др.) эвапоритовая формация имеет максимальную мощность (до 700—1000 м) и представлена снизу вверх по разрезу сульфатно-карбонатной пачкой, нижними ангидритами, нижней солью, средними ангидритами и верхней солью. В периферической части солеродного бассейна (Бухарская, Бердешикская ступени, Бадхыз-Карабильский склон) рассматриваемая формация представлена лишь одним пластом ангидрита (20—60 м) или переслаиванием ангидритов, песчаников и известняков небольшой мощности.

Согласно представлениям В.И. Седлецкого и соавторов [1977], формирование соленосных отложений происходило в условиях крупных внутриконтинентальных морей. Это подтверждается и на примере рассматриваемой территории — Амударьинский седиментационный бассейн соединялся в юрское время с питающей морской провинцией через предплатформенный прогиб, расположенный к югу от Каракумской платформы. В.И. Седлецкий выделяет западную и восточную части Амударьинского бассейна, которые различаются по условиям формирования эвапоритовой формации (граница проходит по меридиану г. Теджен). В восточную часть бассейна в процессе образования эвапоритов вторжение морских вод произошло один раз, что привело к отложению пачки "промежуточных" ангидритов среди нижних и верхних солей. В западную часть бассейна морские воды поступали периодически и значительно чаще, что обусловило формирование пачек доломитов среди галогенных пород.

Дифференцированность позднеюрского седиментационного бассейна карбонатакопления (наличие поднятий и впадин) на начало стадии галогенеза обусловили в свою очередь изменчивость состава самой нижней части гаурдакской толщи. В одних литолого-фациальных зонах бассейна она представлена сульфатно-карбонатными отложениями или так называемой "пачкой переслаивания", в других в тот же период откладывались

только карбонаты, в третьих — темноцветные мергелистые породы с высоким (до 6%) содержанием органического вещества (ОВ). Мощность перекрывающих нижних ангидритов также варьирует в зависимости от некомпенсированности впадин и достигает 100–200 м и более. На глубоководность нижних сульфатно-карбонатных отложений (а также низов нижних ангидритов) указывал В.И. Седлецкий [Седлецкий и др., 1977]. По нашим данным [Смахтина, 1979], темноокрашенные мергелистые породы формировались в относительно глубоководных условиях.

Возможность образования мощных соленосных толщ в глубоководных условиях отражена в работе А.Л. Яншина [1961]. Вопросы механизма взаимосвязи нефти с эвапоритами широко обсуждались на симпозиумах и совещаниях. Было установлено, что подавляющая часть запасов нефти сосредоточена в бассейнах, характеризующихся распространением эвапоритов [Жарков, 1971; Капченко, 1974]. То же можно сказать и о распределении запасов газа [Поливанова, 1977; и др.]. При этом основные запасы сероводородсодержащих газов приурочены главным образом к подсолевым сульфатно-карбонатным породам (Амударьинская синеклиза, обрамление Прикаспийской впадины). Вопрос о возможной связи между образованием сероводорода и эвапоритов в Амударьинской синеклизе рассматривался также и нами [Смахтина, 1979].

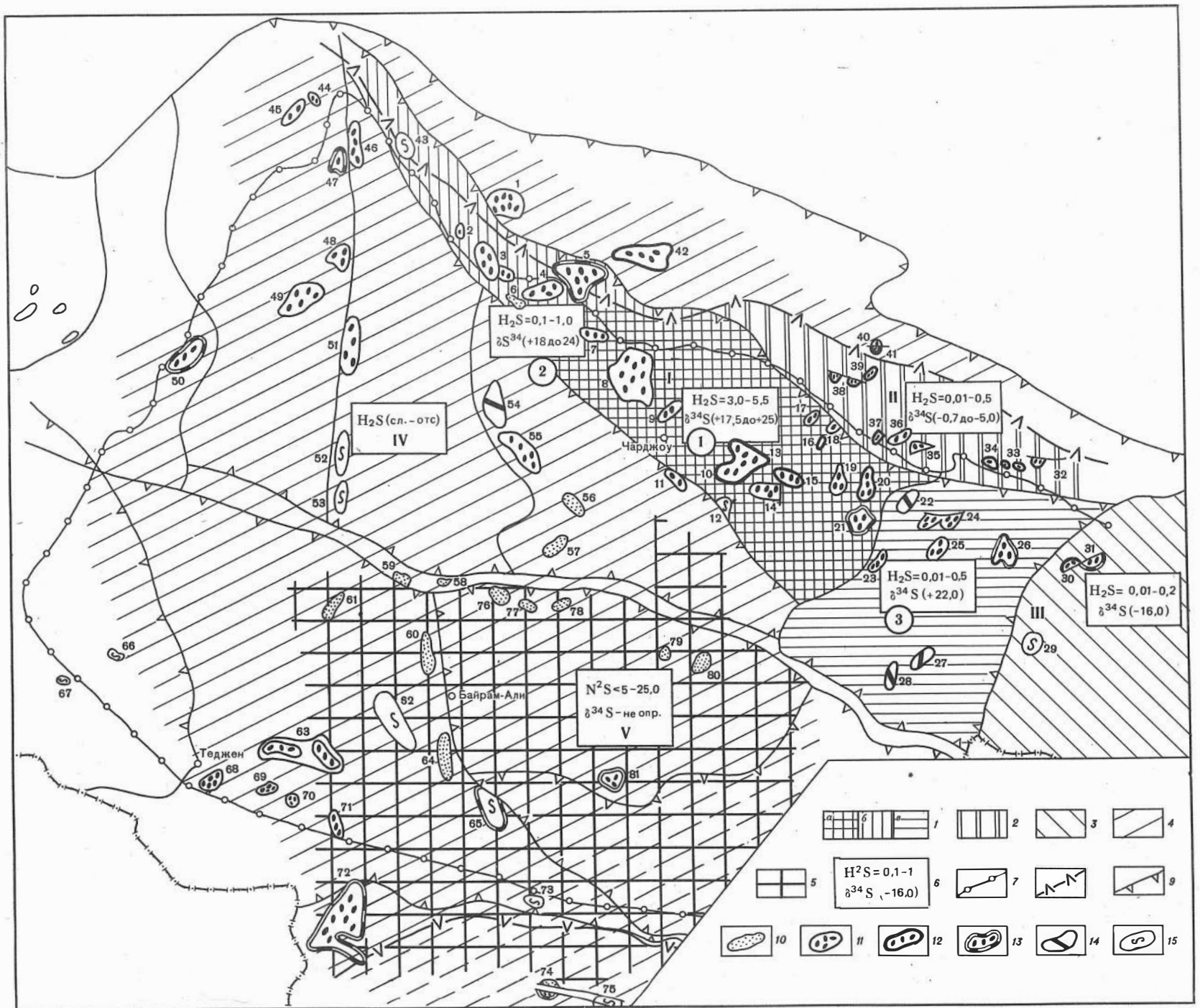
Следует отметить, что проблема происхождения сероводородсодержащих газов, особенно их крупных залежей, до настоящего времени является дискуссионной.

В то же время выяснение генезиса сероводорода и условий его накопления в залежах имеет большое значение для прогнозирования запасов газовой S. Для Амударьинской синеклизы характерно присутствие сероводородсодержащих газов и осерненных нефтей. Если принять ориентировочные запасы S, газовой, нефтяной и конденсатной за 100%, то запасы газовой S составят 97,5, нефтяной — 2,3, а конденсатной — 0,2%.

В пределах исследуемой территории Амударьинской синеклизы можно выделить пять зон с различным содержанием сероводорода (рис. 1, см. вкл.).

Первая зона (I) расположена в основном на территории Чарджоуской ступени и для нее характерен самый широкий диапазон колебаний в содержании сероводорода в газе — от 0,01 до 6,5%. Ориентировочные запасы газовой S здесь составляют 98% общих запасов S всего региона и сконцентрированы на месторождениях Уртабулак, Денгизкуль-Хаузак, Саман-Тепе и др. Сероводородсодержащие газы этой зоны приурочены к карбонатным коллекторам верхней юры, залегают на глубине 1500–3200 м и глубже и перекрыты эвапоритами гаурдакской свиты. Температура под солями меняется от 70 до 120°С, минерализация подземных вод — 100–300 г/л, содержание сульфатов в них составляет 0,3–3 г/л. Для этой зоны характерен очень тяжелый изотопный состав сероводорода ($\delta^{34}\text{S}$ от +17,5 до +25,0‰), мало отличающийся от изотопного состава S юрских эвапоритов ($\delta^{34}\text{S}$ от +15,2 до +21,9‰) и сульфатов вод ($\delta^{34}\text{S}$ от +13,6 до +22,6‰).

В пределах I зоны по направлению с северо-запада на юго-восток отчетливо выделяются три подзоны с различными концентрациями сероводорода в них. В первой, северо-западной подзоне содержание сероводорода меняется в основном от 0,1 до 0,5% и лишь в отдельных скважинах на ряде



Р и с . 1. Схематическая карта зональности сероводородсодержащих газов в юрских и меловых отложениях Амударьинской синеклизы. Составила А.М. Смайтина, 1983 г.

1 - I зона распространения сероводородсодержащих газов с тяжелым изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +17,5 до +25,0‰), подсолевые юрские отложения, подзоны 1-3 с содержанием сероводорода соответственно: а - 3-5,5, б - 0,1-1,0, в - 0,01-0,5%; 2 - II зона распространения сероводородсодержащих газов с незначительным содержанием H_2S (до 0,5%) и легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от -0,7 до -5,0‰), юрские отложения в зоне выклинивания гаурдакской свиты; 3 - III зона распространения сероводородсодержащих газов с незначительным содержанием H_2S (до 0,5%) и легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от -0,7 до -5,0‰), юрские отложения вблизи области атмосферного питания; 4 - IV зона распространения бессернистых и малосернистых газов, меловые отложения над гаурдакской свитой и за ее пределами, юрские отложения в основном за пределами распространения гаурдакской свиты (как исключение, - под солями); 5 - V зона предполагаемого распространения высокосернистых газов с содержанием H_2S - 5-25%, юрские отложения под солями в наиболее погруженных участках синеклизы; 6 - внутри квадрата: сверху - пределы содержания H_2S , %, внизу - пределы изменения $\delta^{34}\text{S}$, ‰; границы выклинивания: 7 - солей гаурдакской свиты, 8 - ангидритов гаурдакской свиты; 9 - граница тектонических элементов; залежи: 10 - газовые, 11 - газоконденсатные, 12-13 - газоконденсатные с нефтяной оторочкой (12 - промышленного значения, 13 - непромышленного значения); 14 - незначительные нефтепроявления; 15 - газопроявления и притоки газа с водой. Месторождения (цифры на рисунке) и результаты исследования газовых скважин и образцов (эвалпоритов), перед дробью - изотопный состав серы эвалпоритов, ‰, в числителе - содержание сероводорода в газе, об.%, в знаменателе - изотопный состав серы H_2S ‰ (для 8 - то же для водорастворимых газов, в числителе - суммарное содержание кислых газов ($\text{H}_2\text{S} + \text{HCO}_3$)):

1 - Янгиказган, 2 - Северный Гугуртли ($-\frac{0,16}{-}$), 3 - Гугуртли ($-\frac{0,18}{-}$), 4 - Кульбешкак ($+\frac{17,0}{0,12}$), 5 - Учкыр ($+\frac{16,3}{0,1-1,0}$), 6 - Ходжиказган, 7 - Аккум ($+\frac{19,0}{+23,6}$), 8 - Кандым ($+\frac{19,6}{+19,0}$), 9 - Алат ($-\frac{3,8}{-}$), 10 - Саман-Тепе ($+\frac{19,0}{+25,0}$), 11 - Сакар ($-\frac{0,04-0,5}{-}$), 12 - Наразым ($\frac{47,0}{-}$),

13 - Шады, Хаузак-Денгизкуль ($+\frac{22}{+21,0}$), 14 - Метеджан ($-\frac{3,8}{-}$), 15 - Уртабулак ($+\frac{17,5}{+17,5}$), 16 - Южный Кемачи, 17 - Кемачи, 18 - Зекры, 19 - Зеварды ($-\frac{0,09}{-}$), 20 - Памук ($+\frac{16,5}{+22,0}$), 21 - Култук ($+\frac{17,8}{+22,0}$), 22 - Айзават, 23 - Гирсан, 24 - Камашы-Бешкент, 25 - Нишан, 26 - Шуртан, 27 - Керкидаг, 28 - Астенабаба, 29 - Кокмияр, 30 - Гумбулак, 31 - Адамташ ($+\frac{16,3}{-0,2}$), 32 - Сарыча, 33 - Ташлы, 34 - Карактай, 35 - Южный Мубарек, 36 - Северный Мубарек ($-\frac{0,5}{-5,0}$), 37 - Карим, 38 - Караул-Базар ($-\frac{0,1-0,3}{-0,7}$), 39 - Джаркак, 40 - Шурчи, 41 - Акджар, 42 - Газлы, 43 - Кошабулак, 44 - Сачак, 45 - Ачак, 46 - Северный Наип, 47 - Наип, 48 - Северный Балкуи ($-\frac{0,01}{-}$), 49 - Кирпичли ($-\frac{0,001}{-}$), 50 - Беурдешик ($-\frac{0,0-0,01}{-}$), 51 - Гагаринская ($-\frac{0,04}{-}$), 52 - Южный Унгуз, 53 - Северный Чешме ($+\frac{21,7}{-}$), 54 - Джилликумы, 55 - Багаджа ($-\frac{0,08}{-}$), 56 - Чартак, 57 - Малай, 58 - Шарапли, 59 - Кели, 60 - Байрам-Али ($+\frac{19,0}{+77\text{в}}$), 61 - Еланы, 62 - Мары, 63 - Шехитли, 64 - Майская, 65 - Южная Иолотань ($-\frac{33,6}{-}$ в), 66 - Караджаулак, 67 - Черкезлы, 68 - Теджен, 69 - Восточный Теджен, 70 - Моллакер, 71 - Шоркель, 72 - Даулетабад-Донмез ($-\frac{0,01-1,0}{+9,3 \text{ до } +15,8}$), 73 - Сандыкчи ($-\frac{2,4}{-}$), 74 - Карабиль, 75 - Гельчешме, 76 - Сейраб, 77 - Учаджи, 78 - Восточный Учаджи, 79 - Бешкизил, 80 - Кулач, 81 - Яшлар ($-\frac{25,8}{-}$)

месторождений достигает 1% (Учкыр, Аккум и др.). Вторая центральная подзона характеризуется максимальным содержанием сероводорода, количество которого меняется от 2,5 до 6,5% и связано с месторождениями (Кандым, Денгизкуль-Хаузак, Уртабулак, Саман-Тепе и др.). В третьей, юго-восточной подзоне содержание сероводорода в газе снова убывает и колеблется от 0,01 до 0,5%. К этой подзоне относятся месторождения Култаского поднятия (Култас, Зеварды, Памук и др.) и Бешкентского прогиба (Камаши, Бешкент, Шуртан и др.).

Вторая зона (II) расположена в пределах Бухарской ступени (месторождения Каганского и Мубарекского поднятий) и характеризуется малым содержанием в газе сероводорода — 0,01–1%. Ориентировочные запасы газовой S составляют около 1,2% общих запасов S всего района. Сероводородсодержащие газы этой зоны также приурочены к карбонатным коллекторам на глубинах 800–2000 м, но перекрывающие их эвапориты представлены только ангидритами незначительной мощности (20–40 м). Температура на этих глубинах 40–96°С, минерализация вод значительно ниже, чем в I зоне, — 36–110 г/л, содержание сульфатов — 0,3–2,5 г/л. Для этой зоны характерен легкий изотопный состав S сероводорода ($\delta^{34}\text{S}$ от –0,7 до $-5,0^0/00$). По сравнению с юрскими эвапоритами S газов этой зоны обогащена ^{32}S приблизительно на $20^0/00$ (рис. 2).

Третья зона (III) располагается в районе юго-западных отрогов Гиссара и отличается невысоким содержанием сероводорода в газе (десятые доли процента). Ориентировочные запасы S составляют 0,8% общих запасов S всего региона. Сероводородсодержащие газы приурочены также к карбонатным коллекторам на глубинах 1400–2800 м и глубже и перекрываются соляно-ангидритовой толщей гаурдакской свиты. Температура меняется от 62 до 100°С, минерализация вод составляет 50–70 г/л. Эта зона расположена вблизи области атмосферного питания и в водах отмечается большое содержание сульфатов — 3,5–10 г/л. S сероводорода характеризуется самым легким изотопным составом ($\delta^{34}\text{S}$ до $-16^0/00$).

Четвертая зона (IV) практически бессернистых и малосернистых газов находится преимущественно за границей распространения гаурдакской свиты (в пределах северной части Бухарской ступени — месторождения Акджар, Шурчи и др.), в северной части Хивинского прогиба — месторождения Ачак, Наип и другие и на юге синеклизы в пределах Бадхыз-Карабильской зоны поднятий — месторождения Карабиль, Карачоп, Ислим. Залежи малосернистых и бессернистых газов приурочены к терригенно-карбонатным коллекторам верхней юры, а также к терригенным коллекторам нижнего мела (месторождения Газли, Ачак, Наип, северо-западная часть Даулет-абад-Донмезского месторождения и др.). В эту же зону IV бессернистых газов входят залежи газа, приуроченные к готеривским песчанникам нижнего мела над гаурдакской свитой в Мары-Серахской зоне дислокаций и в Мургабской впадине на Учаджинском валу (месторождения Шатлык, Байрам-Али, Учаджи, Сейраб и др.).

Ориентировочные запасы бессернистого газа составляют больше половины общих запасов газа всего региона. Диапазон изменения глубин залегания этих газов очень велик (от первых сотен метров до 2000–4000 м), соответственно меняется и температура (40–120°С). Минерализация вод и содержание сульфатов в этой зоне также резко меняются. В юрских от-

откуда осуществлялся дополнительный подток подсолевого газа, обогащенного сероводородом. Не вызывает сомнения, что решающую роль в механизме формирования Даулетабадского месторождения выполнял основной миграционный поток из Предкопетдагского очага генерации, а Мургабский очаг служит лишь дополнительным поставщиком высокоароматизированных углеводородов и сероводорода в результате миграции последнего из-под солей в наиболее опущенное северо-восточное крыло месторождения.

Пятая зона (V) предположительно высокосернистых газов изучена слабо. Располагается она в центральных, наиболее погруженных участках Амударьинской синеклизы, охватывая территорию Мургабской впадины и прилегающие к ней районы. Эту зону можно выделить как перспективную на обнаружение высоких концентраций сероводородсодержащих газов (более 5 об. %). Характерной чертой этой зоны является максимальное содержание кислых компонентов в водорастворенных газах, полученных единичными скважинами, вскрывшими подсолевые верхнеюрские сульфатно-карбонатные породы на глубинах более 4000 м на площадях Байрам-Али, Южная Иолотань, Шатлык. Суммарное содержание сероводорода и углекислоты достигает в этих газах 77%. На площади Яшлар в скв. 1—П с глубины 4295—4297 м получена нефть с промышленным притоком газа, в котором содержание сероводорода достигает 25,8%, а нефть относится к высокосернистым (содержание S > 3 %) и высокоароматизированным с содержанием тяжелой ароматики до 63%. Это позволяет считать эту зону перспективной на нефтяную S. Температура на вскрытых глубинах достигает 140°С, минерализация вод составляет 250 г/л, при высоком содержании сульфатов — до 8 г/л. Перекрываются эти сульфатно-карбонатные породы мощной соляно-ангидритовой толщей гаурдакской свиты.

Изотопный состав S сероводорода определить пока не представилось возможным, а S эвалпоритов являются изотопно тяжелой ($\delta^{34}\text{S}$ от +18,9 до +21,7‰) — на площадях Байрам-Али, Шаралги и Северный Чешме).

До настоящего времени мнения о происхождении сероводорода в Амударьинской синеклизе весьма противоречивы: одни считают, что сероводород здесь имеет бактериальное происхождение [Белый, Виноградов, 1972; Панкина и др., 1977¹], вторые связывают образование сероводорода с химической редукцией сульфатов [Амурский и др., 1980; и др.], третьи образование изотопно тяжелого сероводорода объясняют термokatалитическим преобразованием ОВ [Поливанова, 1981; и др.]. При этом механизм образования сероводорода авторами, как правило, не рассматривается.

Изложим наши представления о происхождении сероводорода в Амударьинской синеклизе. Одним из основных показателей происхождения сероводорода является изотопный состав его S. Однако широко распространенное представление о том, что бактериальная редукция сульфатов сопровождается значительным изотопным обогащением S сероводорода по сравнению с S сульфатов [Thode et al., 1958], не всегда является правомочным. Еще в 1964 г. Р.Г. Панкина и В.Л. Мехтиева [1964] показали, что

¹ В последнее время Р.Г. Панкина пришла к выводу о возможной абиогенной редукции сульфатов [Семенович и др., 1983].

при небольшом количестве сульфатов происходит образование сероводорода с S, близкой по своему изотопному составу к S исходных сульфатов. Более того, в результате специальных исследований, проведенных М.В. Ивановым и А.Ю. Лейн в 1972 г., выяснилось, что тяжелый бактериальный сероводород может генерироваться и при значительном количестве сульфатов, но в случае их очень интенсивной редукции в присутствии большого количества ОВ. На это же обращают внимание В.А. Гриненко и Л.Н. Гриненко [1974]. Чтобы разобраться в особенностях изотопного состава S сероводорода в газах Амударьинской синеклизы, нами было отобраны образцы юрских эвапоритов, сульфидной S из свободного газа и сульфатной S из пластовых вод. Мы определяли также содержание сероводорода в свободных газах и изучали аутигенные карбонатные и железистые минералы и формы S (сульфидной и сульфатной) для реконструкции геохимической обстановки во вмещающих сероводородсодержащие газы отложениях верхней юры. Химическая подготовка отобранных образцов и определение изотопного состава S осуществлялись во ВНИГНИ.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что сероводородсодержащие газы Амударьинской синеклизы по изотопному составу S сероводорода можно разделить на две основные группы (см. рис. 2).

В одной сероводород характеризуется легким изотопным составом S ($\delta^{34}\text{S}$ от $-0,7$ до $-25,0$ и реже до $-16^0/_{00}$). Запасы такого изотопно легкого сероводорода невелики (не более 2%), сосредоточены за пределами распространения солей (II зона), в непосредственной близости к области атмосферного питания (III зона) и имеют явно подчиненное значение.

Относительно происхождения изотопно легкого сероводорода (II и III зоны) не возникает сомнений, и большинство исследователей приходят к выводу о его образовании в результате бактериальной сульфат-редукции на современном этапе, тем более что в пластовых водах присутствует активная микрофлора. Незначительное же количество сероводорода в газах обусловлено тем, что большая часть его связывается с металлами, обычно широко распространенными в терригенных отложениях.

В другой группе сероводород характеризуется тяжелым изотопным составом S ($\delta^{34}\text{S}$ от $+17,5$ до $+25^0/_{00}$). Запасы его достигают 98%, и приурочены они к подсолевым известнякам рифогенного типа (I и, вероятно, V зоны).

Выяснение образования и источников сероводорода в газах этой группы в отличие от первой нуждается в комплексном подходе к решению поставленной задачи. Необходимо отметить, что именно тяжелый изотопный состав сероводорода послужил причиной того, что многие исследователи отрицают возможность его образования в результате бактериальной редукции сульфатов. Тем более, что в настоящее время микрофлора под соленосными отложениями гаурдакской свиты не обнаружена. Нам же представляется неправомерным распространять современную картину распределения бактериальной жизнедеятельности на весь период существования Амударьинского бассейна седиментации.

Нашими исследованиями установлено, что в Амударьинской синеклизе S сероводорода в газах I зоны по изотопному составу ($\delta^{34}\text{S} - +17,5 - +25^0/_{00}$) близка S как эвапоритов гаурдакской свиты, так и сульфатов пластовых вод ($\delta^{34}\text{S}$ от $+13,6$ до $+22,6^0/_{00}$), причем количество послед-

них в подземных водах юрского подсолевого комплекса достигает 3,5 г/л. Отсутствие изотопного облегчения S сероводорода относительно сульфатов и эвапоритов, несовместимое, казалось бы, с представлением о бактериальном происхождении сероводорода, можно объяснить с позиций его реликтового происхождения в результате бактериальной сульфат-редукции на начальной стадии существования юрского солеродного бассейна.

Мы предлагаем одно из возможных объяснений механизма образования изотопно тяжелого сероводорода в газах Амударьинской синеклизы, основанное на представлениях Р.Ф. Шмальца [1972] о генетической модели глубоководного отложения эвапоритов. Согласно указанной модели, перед формированием солеродного бассейна в морской воде происходят интенсивное накопление сульфатов, ОВ и образование сероводорода. Отложение солей обусловлено испарением влаги в условиях аридного климата бассейна, отделенного от открытого моря мелководным порогом. Увеличение плотности вод в периферических частях бассейна, вызываемое испарением, способствует стеканию их в более погруженные участки. Воды эти несут с собой значительные количества кислорода и способствуют интенсивному развитию жизни в относительно глубоких частях бассейна. Стеkanie вод на некоторое время может прекращаться, вследствие чего на отдельных погруженных участках возникает застойная обстановка, способствующая накоплению максимальных количеств ОВ в осадках. Эта стадия названа автором эвксинической. Для нее характерны резковосстановительные условия, сопровождающиеся выделением сероводорода и переходом от нормальной морской седиментации к накоплению темноцветных осадков, обогащенных сульфидами и ОВ.

При продолжающемся испарении поверхностные воды, особенно периферических и неглубоких частей бассейна, могут стать настолько концентрированными, что начнется выделение кристаллов гипса. Опускаясь на дно бассейна, гипс будет вытеснять застойные воды, а проходя через зону недонасыщения сульфатами Са вод, гипс будет перерастворяться. "Непрерывное эфемерное осаждение гипса в сочетании с процессами замещения и перерастворения в конечном счете приведет к заполнению бассейна до глубин порога солеными водами, насыщенными гипсом. С этого момента соли сульфата кальция, осажденные на поверхности, могут достигать дна бассейна и аккумулироваться там, не подвергаясь перерастворению: начнется устойчивое отложение эвапоритов" [Шмальц, 1972].

Сходная картина наблюдалась и в изучаемом палеобассейне в период завершающей стадии карбонатонакопления и начальной стадии солеобразования, (позднеоксфордское—раннекимериджское время). Мы уже говорили, что в Амударьинской синеклизе подсолевые, типично морские оксфордские известняки перекрыты в различных участках толщей переслаивающихся известняков и ангидритов ("пачка переслаивания") или чистыми ангидритами, или черными битуминозными известковисто-мергелистыми породами. Нам представляется, что темноцветные породы, подстилающие юрские эвапориты Амударьинской синеклизы, по своей природе соответствуют отложениям эвксинической стадии развития бассейна. Для выяснения условий формирования этих пород было определено содержание в них аутигенно-минералогических форм Fe и S. Образцы темноцветных пород, отобран-

ные на месторождении Култак (скв. 11, интервал 2969–2977 м), характеризуются высоким содержанием ОВ (до 6% на породу). Карбонатные породы представлены кальцитовыми разностями (содержание CaCO_3 около 100%), железистые – в основном пиритом. Соотношение карбонатных и железистых минералов указывает на то, что темноцветные породы образовались в относительно погруженных участках нормального морского бассейна, где возникала преимущественно застойная сероводородная обстановка ($\text{Fe}_{\text{пир}} = 95\%$, $\text{Fe}_{\text{лент}} = 5\%$), способствующая накоплению максимального количества ОВ в них. В Амударьинском палеобассейне темноцветные "черносланцевые" породы вскрыты на ряде площадей (Култак, Памук, Зеварды, Зекры, Умид и др.) и приурочены к центральным, наиболее погруженным его участкам (см. рис. 1). В темноцветных породах на площадях Култак и Зекры и других найдены танатоценозы раннекимериджских аммонитов, что также подтверждает наши представления о развитии в отдельных частях нормального морского бассейна зон с застойной обстановкой, сопровождающейся массовой гибелью организмов, остатки которых увеличивают содержание ОВ в этих породах. В этот период осадконакопления образующийся сероводород, вероятно, был обогащен ^{34}S . Легкий изотопный остаток пирита ($\delta^{34}\text{S} -5,2 \div -16,3\text{‰}$) в оксфордских известняках и в "пачке переслаивания" основания гаурдакской свиты подтверждает такое предположение.

После эвксинической стадии седиментогенеза наступает период завершения карбонатакопления и начинается образование эвапоритов. Тяжелые воды вместе с кристаллами гипса перемещаются с периферических частей бассейна в наиболее погруженные его участки, что при неоднократном повторении сопровождается перекристаллизацией гипса. Этот процесс приводит к обогащению придонных слоев воды ^{34}S , так как кристаллизующийся гипс по отношению к маточному раствору обогащен ^{34}S на $3-4\text{‰}$ [Holser, Kaplan, 1966]. В Амударьинском палеобассейне подтверждением этого является более тяжелый изотопный состав S эвапоритов в основании гаурдакской свиты, "пачке переслаивания" и в основании нижних ангидритов ($\delta^{34}\text{S} - +17,5 \div +21,2\text{‰}$), чем изотопный состав S в верхних ангидритах ($\delta^{34}\text{S} - +14 \div +17,5\text{‰}$) (см. рис. 1). Вследствие этого образующийся в донных осадках солеродного бассейна бактериальный сероводород будет изотопически утяжелен по отношению к сероводороду нормального морского бассейна, содержащего сульфат того же изотопного состава.

Итак, в период завершения карбонатакопления и начала формирования эвапоритов в Амударьинском палеобассейне происходит накопление большого количества изотопически утяжеленных сульфатов в присутствии максимальных количеств ОВ – все это обуславливает очень интенсивную бактериальную сульфат-редукцию. Увеличение интенсивности процесса, как известно, приводит к снижению коэффициента изотопного фракционирования (Иванов, Лейн, 1972; Гриненко В., Гриненко Л., 1974) и, следовательно, к утяжелению изотопного состава S образующегося сероводорода, который оказывается близким к исходным сульфатам.

Таким образом, оба этих процесса ведут к сближению изотопного состава S сероводорода и сульфатов в Амударьинском палеобассейне. Близость изотопного состава S сероводорода, эвапоритов и сульфатов пластовых

вод мы рассматриваем как доказательство их генетической связи, причем образование сероводорода происходит одновременно с образованием эвапоритов.

Таким образом, в Амударьинском палеобассейне в результате интенсивной бактериальной сульфат-редукции в период завершения стадии карбонатакопления и начала образования эвапоритов (предположительно в позднеоксфордское—раннекимериджское время) произошло образование гигантских количеств изотопно тяжелого сероводорода. При этом значительная часть его могла захорониться. Основной зоной захоронения реликтового сероводорода являются рифогенные известняки, которые к этому времени утратили связь с поверхностью и превратились в емкостные ловушки, перекрытые в одних частях бассейна темноцветными битуминозными породами, в других — толщей переслаивания ангидритов и известняков или чистыми ангидритами. В рифогенных известняках благодаря быстрой литификации в карбонатном осадке образуются пустоты и происходит интенсивное обезвоживание, что и обуславливает вмещающие способности этих пород. Подобное сочетание пород с различными литологическими свойствами послужило причиной не только формирования, но и сохранения здесь залежей газа с реликтовым сероводородом бактериального генезиса.

Проведенное нами изучение аутигенных форм Fe и S в известняках из рифовых тел Уртабулак и Денгизкуль показало, что характерным для них является весьма низкое содержание реакционноспособного Fe (от полного отсутствия до 0,1% на породу), представленного окисными формами. В связи с этим расход сероводорода на связывание Fe непосредственно в теле рифа ничтожно мал, и, как правило, рифогенные комплексы в геохимическом отношении служат надежными резервуарами для аккумуляции и консервации реликтовых масс сероводорода.

На основании изложенного можно сделать следующее заключение.

1. В пределах Амударьинской синеклизы выявлена определенная зональность в распространении сероводородсодержащих газов с различными концентрациями сероводорода и различным изотопным составом S в нем, это дает возможность ориентировать работы на сероводородсодержащие газы и может найти отражение при планировании добычи газовой S.

2. Предложено объяснение образования сероводорода в верхнеюрских подсолевых отложениях Амударьинской синеклизы, основанное на комплексном изучении изотопного состава S в газах, водах, породах и условий осадконакопления. Привлечена гипотеза Р.Ф. Шмальца о глубоководном происхождении эвапоритов.

3. Показано, что изотопно тяжелый подсолевой сероводород в Амударьинской синеклизе образовался в результате интенсивной бактериальной редукции сульфатов в период завершения карбонатакопления и начала образования эвапоритов (предположительно в позднеоксфордско-раннекимериджское время).

4. Близость изотопного состава S сероводорода, эвапоритов и пластовых вод свидетельствует о генетической связи между ними. Образование сероводорода происходит одновременно с эвапоритами.

5. Основной зоной захоронения этого образующегося сероводорода являются рифогенные известняки верхней юры. Сочетание пород с раз-

личными литологическими свойствами, а именно высокоемких рифогенных коллекторов, обедненных реакционноспособным Fe, и надежных покровов, послужило причиной сохранения залежей с реликтовым сероводородом бактериального генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г.И., Жабров И.П., Максимов С.П., Соколов В.Л.* Сероводородсодержащие газы — условия и масштабы распространения. — Геология нефти и газа, 1980, № 5, с. 11–18.
- Бабаев А.Г.* Послепалеозойские эвапориты Средней Азии. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 285–289.
- Белый В.М., Виноградов В.И.* Изотопный состав серы и вопросы генезиса высококонцентрированных сероводородных газов нефтегазоносных областей. — Геология нефти и газа, 1972, № 7, с. 37–41.
- Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 271 с.
- Жарков М.А.* О промежуточных бассейнах эпох соленакпления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 163–185.
- Иванов М.В., Лейн А.Ю.* Вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ самородной серы экзогенных месторождений. — В кн.: Тез. докл. IV Всесоюз. симпози. по геохимии стабильных изотопов, 26–29 сент. 1972 г. М.: ГЕОХИ.АН СССР, 1972, с. 64–65.
- Капченко Л.Н.* Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л.: Недра, 1974. 183 с.
- Панкина Р.Г., Мехтиева В.Л.* Изотопный состав серы сероводорода попутных газов бобриковского горизонта Волго-Уральской области. — Геохимия, 1964, № 9, с. 866–871.
- Панкина Р.Г., Смахтина А.М., Мехтиева В.Л.* Особенности распределения сероводорода и его изотопный состав в газах некоторых нефтегазоносных территорий. — Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1977, № 2, с. 10–15.
- Поливанова А.И.* Связь между соленакплением и газообразованием. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 287–292.
- Поливанова А.И.* Особенности изотопного состава углерода метана и серы сероводорода в зависимости от распространения соленосных отложений. — В кн.: Органическая геохимия нефтей, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981, с. 208–214.
- Седлецкий В.И., Попов В.С., Деревягин В.С., Пилипчук А.П.* Геологическое строение, калиеносность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых отложений Юга СССР. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 270–285.
- Семенович В.В., Максимов С.П., Панкина Р.Г.* Генезис сероводорода Даулетабад-Донмезского газового месторождения. — Геология нефти и газа, 1983, № 6, с. 32–37.
- Смахтина А.М.* О возможной связи между образованием сероводорода и эвапоритов в Амударьинской синеклизе. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 9, с. 48–53.
- Шмальц Р.Ф.* Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов. — В кн.: Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 5–45.
- Янишин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. — Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3–15.
- Thode H.G., Monster J., Dunford H.B.* Sulphur isotope abundances in petroleum and associated materials. — Bull. Aber. Assoc. Petrol. Geol., 1958, vol. 42, N 11, p. 2619–2641.
- Holser W., Kaplan J.* Isotope chemistry sulfates. — Chem. geol., 1966, vol. 1, N 2, p. 93–135.

В.П. Данилова, А.Э. Конторович, Р.Г. Матухин, П.Н. Соколов

БИТУМОИДЫ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ (на примере современных кулундинских озер)

Пространственная ассоциация нефти и газа с галогенными формациями установлена давно [Буялов, 1966; Калинин, 1973; Капченко, 1974]. Однако соленосным отложениям, в первую очередь каменной соли, в этой связи отводилась роль лишь идеальных покрывок [Буялов, 1966; Калинин, 1973; Капченко, 1974; Яншин, 1977]. Н.М. Страхов, а вслед за ним и многие другие исследователи отмечали, что солеродные бассейны не являются "запретной зоной" для развития жизни, считали, что в гипсовых и тем более соленосных формациях заметные скопления $C_{орг}$ отсутствуют [Страхов, 1962; Калинин, 1973; и др.]. Вопрос о соленосных толщах как о нефтегазопроизводящих решался неоднозначно [Жарков, 1971, 1975; Яншин, 1977]. Глубоких систематических исследований в этом направлении практически не проводилось. При его решении изучение битумоидов в солях является задачей первостепенной важности. Для установления связи битумоидов с солеродными бассейнами была изучена битумоидная часть органического вещества (ОВ) вод и донных осадков некоторых высокоминерализованных озер Кулундинской солеродной зоны (Мормышанского, Большого Горького, Малинового и Большого Ярового). Солевой состав вод исследованных озер приведен в табл. 1, из которой видно, что общая минерализация вод в них в большинстве случаев в 5–10 раз превышает соленость вод Мирового океана. Рапа оз. Малинового близка к насыщению по галиту. Во время полевых исследований в августе 1976 и 1979 гг. на дне озер Малинового и Мормышанского наблюдались отложения мирабилита и галита. Озеро Мормышанское почти целиком было заполнено рыхлой солью – новосадкой. Рапа располагалась в нем в межкристалльном пространстве и в отдельных "ваннах" на поверхности соли глубиной до 8 см. Все озера населены животными организмами, среди которых преобладают мелкие рачки рода *Artemia*. В слабо минерализованном оз. Большом Горьком преобладает желтовато-зеленый фитопланктон. Цвет воды оз. Малинового обусловлен присутствием микроскопических водорослей рода *Dunaliella*.

В составе водонерастворимой части донных осадков исследованных озер преобладают глинисто-алевритовые и песчаные обломочные компоненты [Соколов и др., 1981]. Песчано-алевритовая фракция складывается продуктами разрушения и перетолжения гранитоидных пород кварцитов, слюдястых сланцев, а также эффузивных и карбонатных пород. Глинистый материал представлен гидрослюдой и хлоритом. Наряду с алюмосиликатными терригенными осадками в донных илах присутствуют и хемогенные образования, среди которых преобладают доломит и высокомагнезиальный кальцит, реже присутствуют гипс, кальцит и арагонит.

Изучение аквабитумоидов (АБ) и битумоидов донных осадков проводилось по схемам, разработанным в СНИИГГиМС [Данилова, Конторович, 1977; Современные..., 1973]. Битумоиды извлекались последовательно хлороформом при комнатной температуре ($B_{хл.х}^A$), а затем хло-

Т а б л и ц а 1

Солевой состав вод современных озер Кулундинской солеродной зоны

Место отбора проб	Удельный вес, г/см ³	pH	Содержание, г/л	
			CaCO ₃	MgCO ₃
Южная часть оз. Мормышанского, в 5,1 км к юго-западу от д. Гуселетово	1,09	8,4	—	—
Северо-западная часть оз. Большого Горького, в 5 км к юго-западу от д. Гуселетово	1,01	9,3	0,15	0,53
Южная часть оз. Малинового, в 0,5 км от железнодорожной станции Малиновое Озеро	1,23	7,9	—	—
Южная часть оз. Большого Ярового	1,13	6,0	—	—

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Место отбора проб	Содержание, г/л			
	Na ₂ SO ₄	MgCl ₂	NaCl	Сумма солей
Южная часть оз. Мормышанского, в 5,1 км к юго-западу от д. Гуселетово	11,05	—	141,55	184,43
Северо-западная часть оз. Большого Горького, в 5 км к юго-западу от д. Гуселетово	3,15	—	10,50	18,81
Южная часть оз. Малинового, в 0,5 км от железнодорожной станции Малиновое Озеро	11,99	—	326,64	377,70
Южная часть оз. Большого Ярового	—	40,14	128,51	178,55

Содержание, г/л

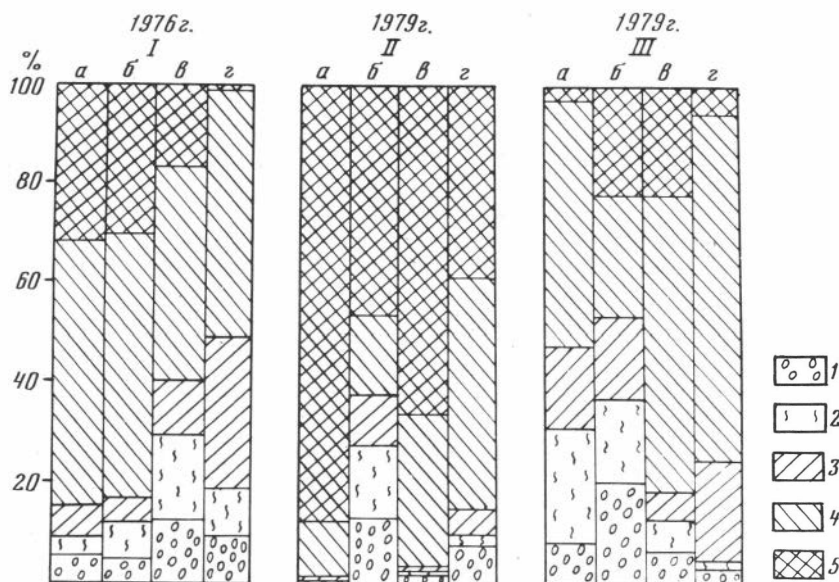
Na_2CO_3	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	$\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$	NaHCO_3	CaSO_4	MgSO_4
—	—	3,07	—	—	28,76
1,14	—	—	3,34	—	—
—	0,44	0,59	—	—	38,04
—	0,18	—	—	1,19	8,53

роформом ($\text{B}_{\text{хлг}}^{\text{А}}$) и спиртобензолом ($\text{B}_{\text{сбг}}^{\text{А}}$) в аппаратах Сокслета. Детально исследован хлороформенный битумоид А, выделенный при комнатной температуре. Его концентрация в осадках изменяется от 0,0002 до 0,019% (табл. 2).

Содержание битумоидов в водах различных озер, а также в одном и том же озере в разные годы непостоянно. Так, в 1976 г. общее содержание АБ варьировало от 3,8 до 44,0 мг/л. В 1979 г. во всех озерах, кроме Большого Горького, концентрация битумоидов в водах возросла в 3–6 раз и составляла от 24,7 до 146,8 мг/л. Лишь в оз. Большом Горьком она уменьшалась с 44,0 до 18,8 мг/л. В эти годы разным было не только содержание битумоидов в водах, но и их состав. Увеличение содержания битумоидов в водах в 1979 г. сопровождалось уменьшением в них концентрации С, Н и S и ростом концентрации N и O. В оз. Большом Горьком уменьшение концентрации АБ сопровождалось возрастанием в их составе роли С и Н, но при этом уменьшалась концентрация всех гетероэлементов, включая и S. Аналогично элементному составу в 1979 г. изменился и групповой состав АБ (табл. 3, рис. 1). В них резко возросла роль асфальтенов и уменьшилась концентрация смол и углеводов (УВ). В оз. Большом Горьком картина обратная. В нем в 1979 г. доля УВ в АБ возросла, а роль гетероциклических соединений уменьшилась. Однако асфальтенов в водах и этого озера в 1979 г. было гораздо больше, чем в 1976 г.

Анализ приведенных в табл. 2 данных показывает, что изменение элементного состава АБ в разные годы сопровождается изменением не только их группового состава, но и состава отдельных слагающих АБ фракций.

Содержание УВ-фракции в битумоидах вод 1976 г. изменяется от 9,48 до



Р и с . 1. Групповой и углеводородный состав битумоидов вод (I, II) и донных осадков (III) современных озер Кулундинской солеродной зоны

Озера: а – Мормышанское, б – Большое Горькое, в – Малиновое, з – Большое Яровое; углеводороды: 1 – метаново-нафтеновые, 2 – нафтеново-ароматические; смолы: 3 – бензольные, 4 – спиртобензольные; 5 – асфальтены

Т а б л и ц а 2

Содержание и характеристика битумоидов вод и донных осадков современных озер Кулундинской солеродной зоны

Озеро	Объект исследования, время отбора	Содержание битумоида				
		мг/л			АБ _{хл}	Б ^А _{хлх}
		АБ _{хл}	АБ _{и-б}	АБ _{хл+и-б}	АБ _{и-б}	
Мормышанское	Вода					
	1976 г.	13,46	11,09	24,51	1,21	
	1979 г.	16,21	130,59	146,80	0,12	
	Осадок					0,003
Большое Горькое	Вода					
	1976 г.	5,45	38,52	43,97	0,14	
	1979 г.	2,58	16,23	18,81	0,16	
	Осадок					0,0004
Малиновое	Вода					
	1976 г.	10,56	7,21	17,77	1,46	
	1979 г.	21,74	42,10	63,84	0,52	
	Осадок					0,019
Большое Яровое	Вода					
	1976 г.	3,26	0,56	3,82	5,82	
	1979 г.	20,00	4,70	24,70	4,25	
	Осадок					0,0002

29,94%. Из них от 4,82 до 12,55% приходится на насыщенные УВ и от 3,91 до 17,39% на нафтеново-ароматические. В водах отбора 1979 г. отмечаются большие вариации в содержаниях как УВ-фракции в целом (0,53–27,78%), так и составляющих ее метаново-нафтеновых (0,44–13,37%) и нафтеново-ароматических (0,09–14,40%) УВ. Углеводороды в битумоидах донных осадков составляют от 12,91 до 40,30%, из них от 6,09 до 24,64% принадлежит насыщенным структурам и от 6,09 до 22,18% нафтеново-ароматическим.

Распределение насыщенных УВ нормального строения в зависимости от числа атомов С как в АБ, так и в битумоидах донных осадков крайне неравномерно (табл. 4, рис. 2). В последних имеет место очень резкое преобладание "нечетных" н-алканов над "четными". В аквабитумоидах оно менее ярко выражено.

Н-алканы вод 1976 и 1979 гг. отбора близки по концентрации в них УВ ($C_{12}-C_{16}$) и ($C_{17}-C_{20}$). Более существенная разница между ними отмечается по содержанию УВ, имеющих 21–25 (30,47–39,54% против 40,21–44,24%) и 26–29 (31,32–43,18% против 19,14–23,31%) атомов С в цепи. Среди "четных" н-алканов первой группы исследованных вод максимум принадлежит C_{26} , среди "нечетных" – C_{25} и C_{27} . Для вод второй группы соответствующие максимумы концентраций фиксируются на C_{24} , C_{26} и C_{21} , C_{25} .

Характер распределения н-алканов в донных осадках различен. В осадках слабо минерализованных озер состав н-алканов близок к водам отбора 1979 г. В осадках высокоминерализованных озер в общей массе н-алка-

Содержание битумоида %			Элементный состав АБ _{хл} и н-б Б _{хл} ^А , %				Н С, ат
Б _{хлг} ^А	Б _{сбг} ^А	В _{хлх+хлг+сбг} ^А	С	Н	S	O + N	
			67,64	11,05	0,91	20,40	1,94
			57,88	7,32	0,64	34,16	1,51
0,009	0,003	0,015	76,16	12,53	0,87	4,44	1,88
			54,18	7,47	4,58	33,77	1,64
			63,72	8,41	1,70	26,17	1,57
0,0005	0,001	0,002	76,17	11,72	0,33	11,73	1,83
			66,86	9,45	1,39	22,30	1,68
			60,52	8,58	0,79	30,11	1,69
0,004	0,004	0,037	72,51	12,04	1,92	13,53	1,98
			71,12	10,38	1,14	17,36	1,75
			58,52	8,03	1,07	32,38	1,64
0,002	0,058	0,060	79,90	12,44	0,75	6,91	1,85

Т а б л и ц а 3

Групповой и углеводородный состав битумондов вод и донных осадков современных озер Кулуиндинской солеродной зоны

Озеро	Объект исследования, время отбора	Групповой состав, %		
		Me-Nn	Nn-Ar	Сумма УВ
Мормышанское	Вода			
	1976 г.	5,57	3,91	9,48
	1979 г.	0,44	0,09	0,53
Большое Горькое	Осадок	7,93	22,18	30,11
	Вода			
	1976 г.	4,89	6,92	11,74
Малиновое	1979 г.	13,37	14,41	27,78
	Осадок	19,76	16,74	36,50
	Вода			
Большое Яровое	1976 г.	12,55	17,39	29,94
	1979 г.	1,60	0,83	2,43
	Осадок	6,82	6,09	12,91
Большое Яровое	Вода			
	1976 г.	9,58	9,11	18,69
	1979 г.	7,69	1,99	9,68
	Осадок	24,63	15,67	40,63

Т а б л и ц а 3 (окончание)

Озеро	Объект исследования, время отбора	Сумма смол Асфальтены	Углеводородный состав, %	
			Me-Nn	Nn-Ar
Мормышанское	Вода			
	1976 г.	1,85	58,75	41,26
	1979 г.	0,14	83,02	16,98
Большое Горькое	Осадок	24,14	26,34	73,66
	Вода			
	1976 г.	1,86	41,05	58,95
Малиновое	1979 г.	0,57	48,13	51,87
	Осадок	1,87	54,14	45,86
	Вода			
Большое Яровое	1976 г.	3,31	41,92	58,08
	1979 г.	0,47	65,84	34,16
	Осадок	2,95	52,83	47,17
Большое Яровое	Вода			
	1976 г.	115,1	51,25	48,75
	1979 г.	1,32	79,44	20,56
	Осадок	14,35	61,12	38,88

Групповой состав, %

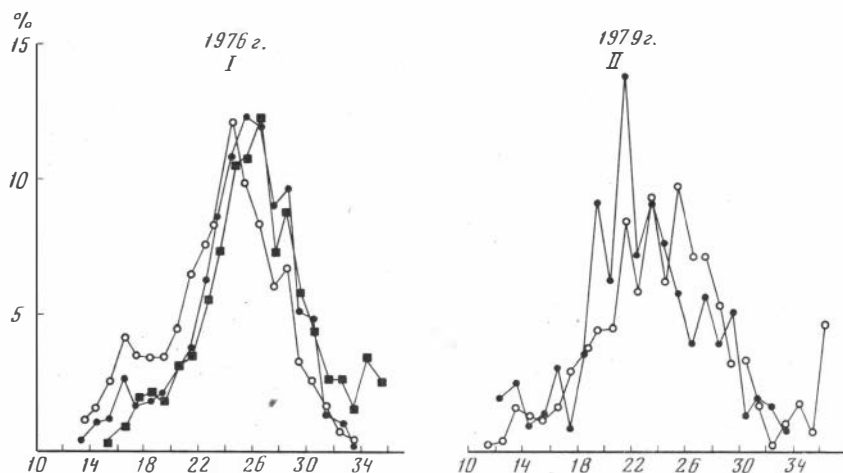
Me-Nn Nn-Ar	Смолы			Асфальтены
	бензольные	спиртобензольные	сумма смол	
1,42	4,52	54,30	58,82	31,70
4,89	0,53	11,39	11,92	87,54
0,36	16,32	50,78	67,10	2,78
0,70	4,29	53,17	57,46	30,78
0,93	10,28	15,82	26,10	46,11
1,18	16,86	24,52	41,37	22,12
0,72	10,57	42,54	53,11	16,55
1,93	0,66	30,41	31,12	66,50
1,12	5,48	59,56	65,04	22,05
1,05	28,97	51,64	80,61	0,70
3,86	4,53	46,94	51,47	38,85
1,57	19,03	63,32	82,35	5,74

нов определяющими являются УВ, содержащие 26–29 (39,71–40,99%) и в меньшей мере 21–25 (28,69–30,65%) атомов С. Высокие концентрации приходятся и на УВ C₃₀–C₃₆ (21,20–27,77%). Количество низкомолекулярных n-алканов и УВ со средней длиной цепи, по сравнению с водами и осадками низкоминерализованных озер, понижено (см. табл. 4). Максимум среды "четных" n-алканов фиксируется в области C₂₄ среди "нечетных" – C₂₉.

В смеси нафтеново-ароматических УВ как АБ, так и осадков наряду с моноароматическими, имеющими явное преимущество, присутствуют и более конденсированные структуры (табл. 5, рис. 3). Среди них ведущая роль принадлежит нафталиновым ядрам (1,1–6,6%). Следующими по содержанию являются фенантроновые (0,1–4,5%) и хризеновые (0,2–1,4%) структуры. Исключение составляет фракция донного осадка оз. Малинового, в которой обнаружены ураганные концентрации замещенных фенантроновых (40,2%) и хризеновых (9,5%) структур. Доля антраценовых ядер укладывается в узкий предел значений (0,05–0,55%). Содержание пиренов изменяется от 0,0 до 1,0%.

Более конденсированные ароматические УВ, определенные полуколичественным методом, обнаружены только в водах, отобранных в 1979 г., и осадках сульфатных озер (см. табл. 5).

Анализ приведенных данных показывает, что изменение элементного состава АБ в разные годы сопровождается изменением не только углеводородной части, но и отдельных гетероциклических соединений. Количество С и Н в смолах АБ, отобранных в 1979 г., ниже, а в асфальтенах выше,



Р и с. 2. Распределение *n*-алканов в битумоидах вод (I, II), донных осадков (III) современных озер Кулундинской солеродной зоны и солей кембрия (IV) в зависимости от числа атомов С в молекуле

Условные обозначения *a*—г см. на рис. 1

чем в 1976 г. Параллельно с убыванием количества С изменяется и концентрация **S** (табл. 6).

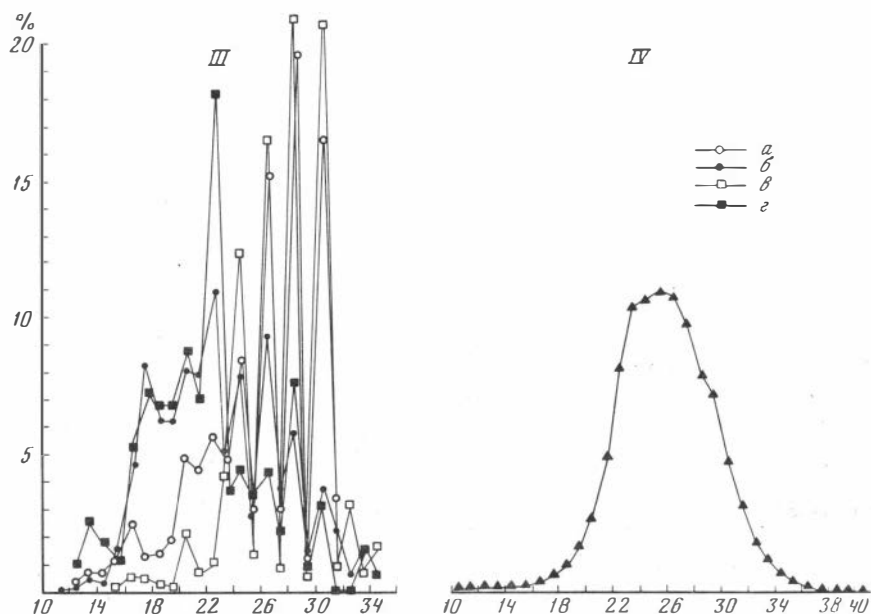
Асфальтово-смолистые компоненты битумоидов донных осадков в количественном и качественном отношении ближе к соответствующим компонентам АБ первого сезона отбора (см. табл. 3 и 6).

Таким образом, исследование битумоидов показало, что в них присут-

Т а б л и ц а 4

Индивидуальный состав *n*-алканов битумоидов вод и донных осадков современных озер Кулундинской солеродной зоны

Озеро	Объект исследования, время отбора	Молекулярный вес	Средняя длина цепи	"Нечетные" "Четные"	C_8-C_{15}	$C_{12}-C_{16}$
Мормышаншанское	Вода					
	1976 г.	341,2	24,2	10,09	0,00	5,31
	1979 г.	341,1	24,1	1,12	0,26	6,25
	Осадок	372,0	26,4	2,97	0,00	22,86
Большое Горькое	Вода					
	1976 г.	359,7	25,5	1,17	0,00	2,67
	1979 г.	317,2	22,5	1,13	0,00	10,18
	Осадок	330,0	23,4	1,40	0,00	2,88
Малиновое	"	387,0	27,4	8,75	0,00	0,25
Большое Яровое	Вода					
	1976 г.	358,0	26,0	1,17	0,00	0,23
	Осадок	318,0	22,5	1,66	0,00	6,76



стует комплекс высокомолекулярных соединений, свойственный битумоидам осадочных пород и нефтей. Установлены различия в составе битумоидов пород и вод особенно во фракции n-алканов. В осадках фиксируется четкое преобладание "нечетных" n-алканов над "четными". Спектр УВ, встречающихся в максимальных концентрациях, в каждом озере свой: в Мормышанском это углеводороды C_{27} , C_{29} , C_{31} ; в Большом Горьком —

$C_{17}-C_{20}$	$C_{21}-C_{25}$	$C_{26}-C_{29}$	$C_{30}-C_{35}$	$C \geq 36$	УВ в максимальных концентрациях	
					"четные"	"нечетные"
14,65	39,59	31,32	9,14	0,00	C_{26}	C_{25}
15,85	40,21	23,31	14,12	0,00	C_{26}	C_{25}
6,26	28,69	40,99	21,20	0,00	C_{24}	C_{29}
8,57	32,90	43,18	12,68	0,00	C_{26}	C_{27}
20,31	44,24	19,14	6,13	0,00	C_{24}	C_{21}
25,59	40,09	21,89	9,55	0,00	C_{22}	C_{23}
1,64	30,63	39,71	27,77	0,00	C_{24}	C_{29}
6,76	30,47	39,15	23,39	0,00	C_{26}	C_{27}
26,76	26,39	42,43	18,00	6,26	C_{22}	C_{23}

Таблица 5

Содержание полиядерных ароматических УВ в нефтено-ароматических фракциях битумоидов вод и донных осадков современных озер Кулуидинской солеродной зоны

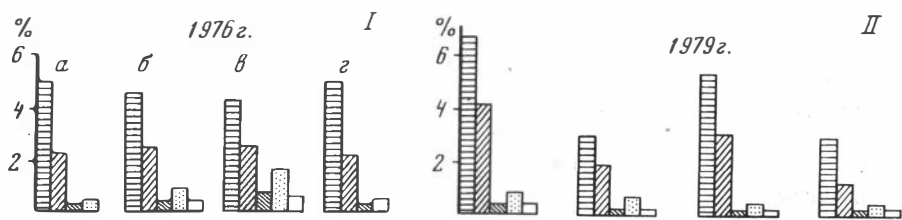
Озеро	Объект исследования, время отбора	Содержание ароматических ядер, % на Np-Ag фракцию			
		нафталиновые	фенантроновые	антраценовые	хризеновые
Мормышанское	Вода				
	1976 г.	4,8	2,0	0,05	0,3
	1979 г.	6,6	4,0	0,3	0,6
	Осадок	6,5	4,5	0,2	1,0
Большое Горькое	Вода				
	1976 г.	4,3	2,3	0,2	0,7
	1979 г.	2,9	1,9	0,2	0,5
	Осадок	2,7	2,3	0,10	0,2
Малиновое	Вода				
	1976 г.	4,1	2,3	0,55	1,4
	1979 г.	5,1	3,0	0,1	0,3
	Осадок	5,2	40,2	0,1	9,5
Большое Яровое	Вода				
	1976 г.	4,8	2,0	0,05	0,3
	1979 г.	2,7	1,1	0,1	0,3
	Осадок	1,1	0,1	0,1	0,2

Таблица 5 (окончание)

Озеро	Объект исследования, время отбора	Содержание полиядерных ароматических УВ, баллы			
		пирен	3,4-бензпирен	перилен	1,12-бензперилен
Мормышанское	Вода				
	1976 г.				
	1979 г.	1	2	0	2
	Осадок	0	0	0	0
Большое Горькое	Вода				
	1976 г.				
	1979 г.				
	Осадок	0	0	0	0
Малиновое	Вода				
	1976 г.				
	1979 г.	0	0	0	0
	Осадок		1		
Большое Яровое	Вода				
	1976 г.				
	1979 г.	0	1	0	2
	Осадок				

Содержание полиядерных ароматических УВ, баллы

пиреновые	сумма ядер	1,2-бензантрацен	1,2-бенз-пирен	флуорантен	дибензантрацен
0,0	7,2	Спектра нет			
0,3	11,8	2	1	0	2
0,3	12,5	0	0	2	0
0,2	7,7	Спектра нет			
0,1	5,6	2	2	3	
0,1	5,4	2	0	2	0
0,35	8,7	Спектра нет			
0,2	8,7	0	0	2	0
1,0	56,0				
0,0	7,2	Спектра нет			
0,1	4,3	1	1	0	0
0,0	1,5	Спектра нет			



Р и с. 3. Распределение полиядерных ароматических структур в нефтеново-ароматических фракциях битумоидов вод (I, II), донных осадков (III) современных озер Кулундинской солеродной зоны и солей кембрия (IV)

Полиядерные структуры: 1 – нафталиновые, 2 – фенантреновые, 3 – антраценовые, 4 – хризеновые, 5 – пиреновые; условные обозначения а–д см. на рис. 1

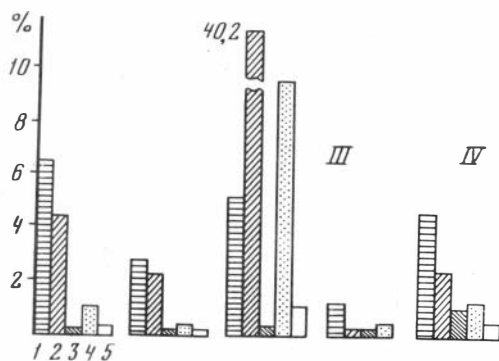


Таблица 6

Характеристика асфальтово-смолистых компонентов битумоидов вод и донных осадков современных озер Кулундинской солеродной зоны

Озеро	Объект исследования, время отбора	Элементный состав бензолных смол, %			
		C	H	S	O + N
Мормышан- шанское	Вода				
	1976 г.	76,50	13,10	0,96	9,44
	1979 г.	67,24	10,25	6,82	15,69
	Осадок	79,70	12,41	0,80	12,82
Большое Горькое	Вода				
	1976 г.	74,22	11,90	1,06	12,82
	1979 г.	81,01	11,96	4,86	2,17
	Осадок	77,64	11,16	0,65	10,55
Малино- вое	Вода				
	1976 г.	71,23	10,56	3,20	15,01
	1979 г.	64,64	8,45	2,43	24,48
	Осадок	82,36	12,54	0,20	4,90
Большое Яровое	Вода				
	1976 г.	71,30	11,22	0,47	13,01
	1979 г.	53,59	7,44	11,18	27,79
	Осадок	88,77	12,01	0,900	33,32

Таблица 6 (окончание)

Озеро	Объект исследования, время отбора	Элементный состав асфальтенов, %				$\frac{H}{C}$, ат
		C	H	S	O + N	
Мормышан- шанское	Вода					
	1976 г.	51,61	6,19	6,08	32,12	0,96
	1979 г.	61,48	7,78	0,65	30,09	1,51
	Осадок	76,06	11,96	0,7	11,27	1,87
Большое Горькое	Вода					
	1976 г.	54,60	6,37	3,28	35,75	0,99
	1979 г.	57,40	6,96	2,80	32,89	1,44
	Осадок	70,24	10,16	1,48	18,12	1,72
Малиновое	Вода					
	1976 г.	53,78	6,28	5,25	34,69	1,39
	1979 г.	56,74	7,18	3,83	32,25	1,51
	Осадок	76,25	11,64	0,98	11,13	1,82
Большое Яровое	Вода					
	1976 г.	60,43	7,64	1,51	30,42	1,43
	1979 г.	60,08	7,94	3,10	28,88	1,40
	Осадок	64,96	9,01	0,99	25,04	1,65

$\frac{H}{C}$, ат	Элементный состав спиртобензольных смол, %				$\frac{H}{C}$, ат
	C	H	S	O + N	
1,98	70,60	10,67	0,90	17,83	1,68
1,82	63,77	8,44	0,62	27,17	1,58
1,85	67,73	9,73	0,75	25,79	1,82
1,83	69,99	10,32	0,69	19,50	1,64
1,75	67,81	8,70	0,46	23,03	1,53
1,71	73,87	11,03	0,34	14,76	1,77
1,76	67,20	9,67	1,42	21,71	1,71
1,55	64,78	9,28	0,76	25,18	1,70
1,81	77,11	11,30	1,04	10,55	1,75
1,77	68,10	9,61	0,60	21,69	1,68
1,65	55,84	8,18	0,67	35,31	1,74
1,71	74,19	10,92	0,91	13,98	1,75

C_{23} , C_{25} , C_{27} ; в Малиновом — C_{23} , C_{25} , C_{27} , C_{29} , C_{31} , причем в наибольших концентрациях встречены два последних; в Большом Яровом — C_{23} . В водах такая закономерность прослеживается нечетко.

Для понимания природы этого различия проведено сравнение состава н-алканов в водах 1976 и 1979 гг. отбора. Известно, что в водах преобладает автохтонное ОВ, связанное с деятельностью фито- и зоопланктона. Воды 1979 г. отбора характеризуются большей ролью в составе битумоидов гетероциклических соединений, особенно асфальтенов. В АБ этих же вод повышена роль н-алканов с нечетным числом атомов С в цепи.

Поскольку в 1979 г. осадков выпало значительно больше, чем в 1976 г., то следует предположить, что водорастворимое ОВ озер 1979 г. содержало значительную примесь терригенного (гумусового) ОВ.

Проведенные ранее исследования состава битумоидов в нижнекембрийской каменной соли юга Сибирской платформы показали, что в них преобладают, даже в нефтеново-ароматических фракциях, алифатические структуры. Значительное место среди них занимают УВ с длинными алифатическими цепями, в частности н-алканы. В отличие от глинисто-карбонатных отложений куонамского типа, в которых преобладают УВ C_{17} — C_{19} , в битумоидах солей несравненно большая роль принадлежит длинноцепочечным н-алканам (C_{21} — C_{25} и C_{26} — C_{29}).

Таким образом, можно констатировать, что если снять влияние ОВ высшей наземной растительности и учесть последующее влияние катагенеза, то между битумоидами вод и донных осадков современных соленых озер и битумоидами ископаемых осадков кембрийских солеродных

морских водоемов наблюдается определенное сходство (см. рис. 2,3). Последнее проявляется в преобладании в нафтеново-ароматических фракциях алифатических структур, в большой роли *n*-алканов с большим числом атомов С в цепи и низкой конденсированности ареновых структур. Следует подчеркнуть также, что общее количество битумоидов в осадках современных соленых озер и в каменной соли кембрия сопоставимо с их содержанием в ископаемых карбонатных породах.

Изложенное дает основание утверждать, что сверхсоленые воды не являются запретной зоной для развития в них жизни, дающей начало битумоидам. Распределение и состав последних, как и в осадках нормально-соленых бассейнов, контролируется климатическими условиями, физико-химической обстановкой и биопродуктивностью водоема. Все это должно учитываться при изучении геохимии солей и при реконструкции истории нефтегазообразования в соленосных толщах.

ЛИТЕРАТУРА

- Буялов Н.И.* Галогенные отложения на территории СССР и их связь с нефтегазоносностью. — ДАН БССР, 1966, т. 10, с. 32–36.
- Данилова В.П., Конторович А.Э.* Рациональный комплекс методов анализа водорастворенного органического вещества. — В кн.: Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 108–109.
- Жарков М.А.* О промежуточных бассейнах эпох соленакопления и параметрической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 163–185.
- Жарков М.А.* Нефтегазоносность эвапоритовых формаций. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 102–110.
- Калинко Л.Н.* Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. М.: Недра, 1973. 132 с.
- Капченко М.К.* Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л.: Недра, 1974, 244 с. Современные методы анализа в органической геохимии/Под ред. А.Э. Конторовича. Новосибирск: Наука, 1973. 99 с.
- Соколов П.Н., Ван А.В., Магухин Р.Г.* Минералогические особенности донных осадков озер Кулундинского солеродного бассейна. — В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981, с. 154–159.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.
- Яншин А.Л.* Основные проблемы соленакопления. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 5–15.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ГОРИЗОНТОВ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Геологической практикой установлено, что с подавляющим большинством соленосных бассейнов связаны месторождения углеводородов (УВ). В настоящее время трудно назвать сколько-нибудь крупный соленосный бассейн, в котором бы не были обнаружены нефтяные и газовые месторождения, часто также весьма крупные и даже гиганты.

Парагенез УВ и соленосных отложений обусловлен их связью с крупными отрицательными структурами, выполненными мощными толщами различных осадочных образований, в том числе и содержащими большое количество рассеянной органики. Преобразованию органики в УВ способствует повышенный тепловой поток, присущий областям соленакопления. Сами соленосные отложения являются наиболее надежной покровной для УВ и, как правило, контролируют нефтегазоносные комплексы (этажи).

В эвапоритовых бассейнах основные залежи нефти и газа обычно приурочены к подсолевым образованиям при наличии в разрезе одной соленосной формации или к подсолевым и межсолевым, если в разрезе присутствуют две и более таких формаций. Наиболее крупные залежи обычно сосредоточиваются непосредственно под солевыми отложениями. Ловушками для нефти и газа являются как антиклинальные и брахиантиклинальные структуры, так и тектонически (нарушениями) ограниченные блоки и различные органогенные постройки, возникшие внутри соленосных бассейнов и по периферии области прогибания, некомпенсированного осадконакоплением на стадии, предшествующей галогенезу.

В последние годы рядом исследователей выдвинуто и обосновано представление о накоплении мощных соленосных формаций в глубоких депрессиях, подготовленных предшествовавшим некомпенсированным прогибанием. Особенно полно и убедительно это обосновал А.Л. Яншин [1961]. Полученные в последующем материалы по многим областям развития соленосных формаций в принципе подтвердили эти представления и показали, что образование соленосных формаций происходило в глубоких депрессиях с весьма сложным и разнообразным палеогеоморфологическим рельефом, имеющим в основном тектоническое происхождение.

В Припятском прогибе подстилающие соленосные формации подсолевые и межсолевые отложения сравнительно хорошо изучены бурением и сейсморазведкой не только по периферии, как в большинстве других соленосных бассейнов, но и практически на всей территории, что позволяет выяснить палеорельеф (палеотектонические особенности) образований, подстилающих соленосные формации на всей площади их развития.

Анализ изменения мощности и строения верхнефранской соленосной формации показал, что в палеорельефе Припятского прогиба раннеевлановского времени четко обозначилась субмеридиональная и субширотная зональность [Ерошина, 1981]. Первая в палеорельефе проявилась тем,

что площадь, расположенная к западу от Малынского-Симоновичской зоны разломов, в евлановское время была относительно приподнятой и выразилась в сокращении мощности воронежских отложений вплоть до полного их выклинивания и замещения терригенно-сульфатно-карбонатной литофацией верхнефранских соленосных образований. Субширотная зональность отразилась в чередовании отрицательных и положительных (антиклинали, валы) форм рельефа, причем для палеоподнятий характерно наличие биогермных построек [Ерошина, Обровец, 1979].

В подсолевых отложениях Припятского прогиба обнаружено более 20 месторождений нефти. Практически все ловушки относятся к типу пластовых тектонически экранированных. Коллекторами являются карбонатные породы органогенного генезиса, развитие которых контролировалось положением палеоподнятий. Последние в северной тектонической зоне располагаются вдоль субрегиональных разломов, с которыми связано развитие древних валов и валообразных поднятий – Речицко-Вишанского, Малодушинского, Оземлинско-Первомайского и др. Как видно, наличие палеоподнятий в подсолевом комплексе является одним из наиболее важных условий при поисках в нем нефти.

Накоплению верхнефранской соленосной формации не предшествовало формирование достаточно глубокой некомпенсированной депрессии. Глубина бассейна к началу соленакопления достигла 100–200 м [Гарецкий, Конищев, 1980], а амплитуда тектонических форм рельефа, обусловленных в основном блоковыми подвижками, составляла 20–30 м, что связано с относительно невысокой тектонической активностью в это время.

Перед накоплением верхнефаменской соленосной формации на территории Припятского прогиба в условиях интенсивного опускания, активных тектонических (блоковых) движений, а на востоке и вулканической деятельности сформировалась глубокая некомпенсированная депрессия с весьма расчлененным эрозионно-тектоническим рельефом. Верхняя часть задонских и елецкие межсолевые образования, подстилающие верхнефаменскую соленосную формацию, в центральной, наиболее погруженной, части прогиба сложены депрессионными темноцветными карбонатно-глинистыми образованиями мощностью 150–300 м. Они обрамляются отложениями карбонатного шельфа на севере и западе и терригенного шельфа на юге общей мощностью до 500–1000 м. Границы шельфа на севере контролировались Речицким и Червонослободским разломами, а на юге Буйновичско-Наровлянским. В пределах карбонатного шельфа, а местами и в депрессионной зоне (Малодушинская ступень) на приподнятых крыльях приразломных структур развивались биогермы, участками рифы.

Сложный расчлененный рельеф тектонического, а также эрозионного происхождения был погребен под верхнефаменскими соленосными отложениями. В связи с тем что интенсивные тектонические движения продолжались и во время соленакопления, этот рельеф (приподнятые и опущенные его элементы) проявлялся во время накопления осадков не только галитовой, но и калиеносной (глинисто-галитовой) субформации. Верхнефаменская соленосная формация залегает согласно на межсолевых отложениях в синклиналях и несогласно в пределах крупных положительных структур и эрозионно-тектонических выступов.

Выступы рельефа межсолевых отложений и положительные структуры

представляют значительный интерес в нефтеносном отношении, так как со многими из них связаны залежи нефти, экранированные соленосными отложениями во врезках.

Таким образом, в Припятском прогибе, как и в других регионах, залежи нефти и газа связаны в подсолевом и межсолевом комплексах обычно со структурами древнего развития, которые отражались в палеорельефе к началу соленакопления.

В настоящее время поиски ловушек для нефти и газа ведутся сейсмическими методами, которые в районах сложного строения, какими обычно являются области развития соленосных отложений, еще, как правило, недостаточно эффективны для картирования подсолевого и межсолевого структурных планов, особенно когда структуры имеют малые размеры и сравнительно небольшие амплитуды. В таких случаях существенную помощь оказывает палеотектонический анализ и, в частности, метод мощностей, прочно вошедший в практику изучения нефтегазоносных регионов. В целом использование палеотектонического анализа для выяснения истории развития нефтегазосодержащих комплексов подсолевых или межсолевых образований при поисково-разведочных работах в подавляющем большинстве случаев дает хорошие результаты. К положительным структурам древнего и конседиментационного (одновременного с соленакоплением) развития приурочено большинство ловушек, а следовательно, и залежей нефти и газа структурного и комбинированного типов, в том числе и к зонам развития рифогенных фаций. Кроме того, распределение коллекторов как в терригенном, так и в карбонатном типе разреза, как правило, контролируется такими структурами, так как особенности седиментогенеза связаны с рельефом дна бассейна, обусловленным тектоническими факторами. Даже сравнительно небольшие тектонические движения вызывают изменения рельефа, что в свою очередь сказывается на процессах осадконакопления и в конечном счете обуславливает взаимосвязь состава пород с положением разреза на тектонической структуре. Причем в большинстве случаев состав и физические свойства осадочных образований даже более отчетливо реагируют на тектоническое положение конкретного разреза, чем их мощности [Каледа и др., 1970].

Соленосные бассейны пространственно связаны, как правило, с тектонически активными в прошлом областями, что обусловило проявление в них в той или другой мере галокинеза и перераспределение соляных масс. Последнее обстоятельство практически исключает возможность применения метода мощностей для изучения развития структур во время соленакопления. Кроме того, подстилающие их карбонатные и карбонатно-глинистые образования зачастую формировались в условиях некомпенсированного или перекомпенсированного осадконакопления, что также существенно затрудняет применение обычных методов палеотектонического анализа. Вместе с тем сами соленосные формации по особенностям своего строения и состава несут достаточно надежную информацию для такого анализа, которую можно успешно использовать для выделения палеосинклиналей и палеоподнятий различного генезиса, а следовательно, и ловушек УВ. Одним из таких информативных показателей палеоструктурных условий являются калийные горизонты [Высоцкий и др., 1974; Ильин и др., 1977].

В настоящее время можно считать уже достаточно однозначно установленным, что накопление калийных, калийно-магневых и магниевых солей происходит на заключительных этапах развития эвапоритовых бассейнов, как правило, в наиболее глубоких остаточных впадинах или в интенсивно прогибающихся конседиментационных структурах [Валяшко, 1962; Фивег, 1967]. Образование конседиментационных локальных положительных структур приводило к оттоку наиболее тяжелых и насыщенных по КСI расолов и аккумуляции их в палеосинклиналях. Отсутствие калийных горизонтов (солей) на сводах поднятий может быть обусловлено не только седиментационными причинами, но и процессами древнего подземного выщелачивания. Однако эти два явления легко распознаются при изучении разрезов соленосных отложений в скважинах, расположенных в различных палеоструктурных условиях, и первично-седиментационное выклинивание калийных горизонтов или резкое уменьшение их мощности всегда указывает на наличие положительной структуры (приподнятого блока) в подсолевом ложе.

Площадное прослеживание калийных горизонтов во многих соленосных бассейнах показало, что развитие их неравномерно, оно тесно связано с палеогеоморфологией (палеоструктурой) дна бассейна. Наибольшее количество горизонтов и максимальные их мощности приурочены к понижениям палеорельефа, тогда как в направлении положительных структур они сокращаются, а чаще полностью выклиниваются.

В региональном плане зоны резкого уменьшения мощности калийных горизонтов или полного седиментационного их выклинивания соответствуют древним поднятиям (валам), конседиментационно развивавшимся с соленакоплением и естественно выраженным в подсолевых (межсолевых) отложениях. С ними обычно связаны и зоны нефтегазонакопления. Над локальными структурами конседиментационного развития существенно уменьшается либо полностью прекращается накопление калийных солей. Такими локальными структурами в подсолевом (межсолевом) комплексе чаще всего бывают брахиантиклинали, антиклинали или отдельные их части (блоки), продолжающие испытывать подъем (отставание в опускании), а также различные рифогенные постройки, т.е. структуры, с которыми обычно связаны ловушки УВ структурного и неструктурного типов.

В ряде случаев в изохронных частях соленосного разреза в пределах положительных и отрицательных структур может присутствовать одинаковое количество калийных залежей. Подобное характерно для определенных частей бассейна, не испытывавших во время соленакопления контрастных дифференцированных тектонических движений. Однако тщательный анализ строения разрезов конкретных калийных горизонтов на палеоподнятиях и в палеосинклиналях показывает, что в пределах последних они характеризуются, как правило, более полным строением (больше калийных пакетов в слоях, слоев в пластах или даже самих пластов). Следовательно, строение калийных залежей можно также использовать в целях выявления малоамплитудных палеоподнятий в собственно соленосных и подстилающих их отложениях.

Изучение особенностей состава калийных залежей также дает ценную информацию для палеотектонического анализа. Поскольку продукты более высоких стадий сгущения морской воды накапливались в наиболее интен-

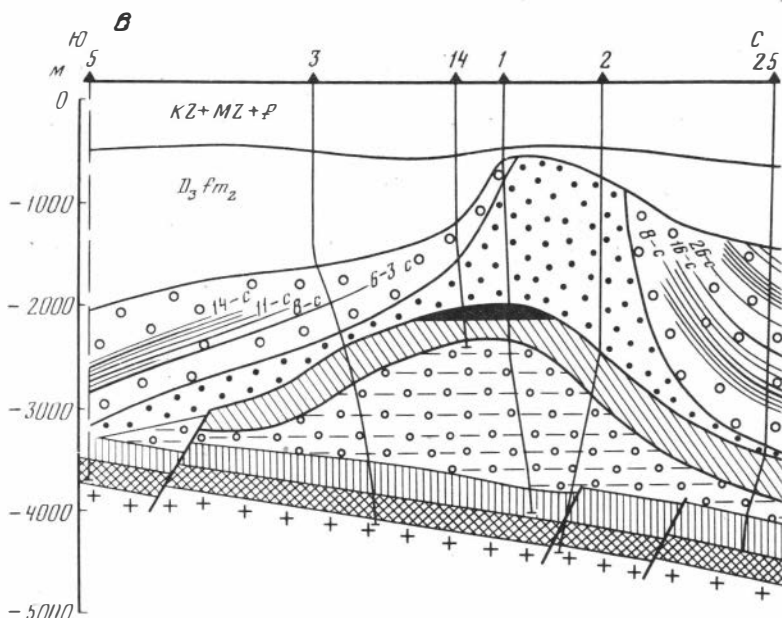
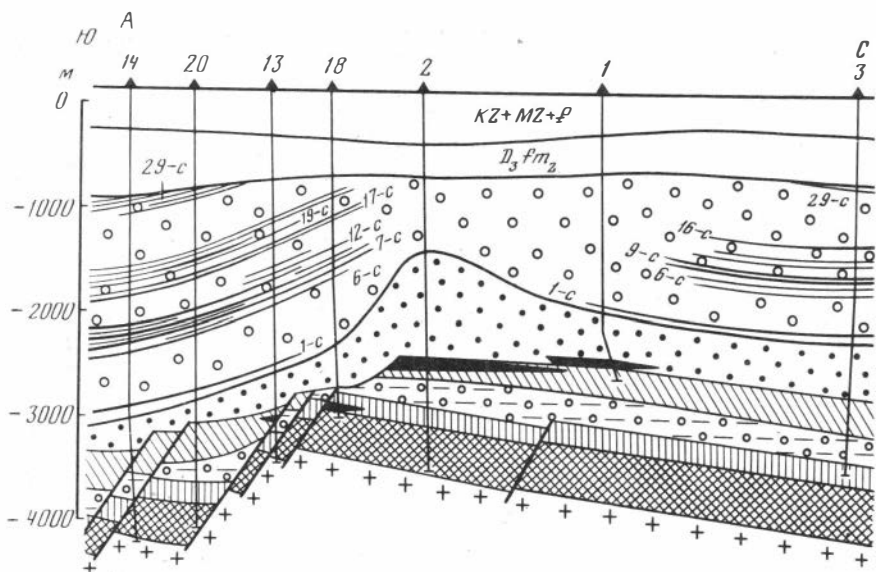
сивно прогибавшихся и лабильных зонах (палеосинклиналях), то горизонты в них представлены, как правило, и более полными наборами калийных или калийно-магниевого пород. Так, карналлитовые залежи в Припятском прогибе обычно связаны с палеосинклиналями и отсутствуют на палеоподнятиях.

Роль калийных солей как поискового критерия нефтегазоносности можно рассмотреть на примере Припятского прогиба, где имеются многочисленные залежи калийных солей в верхнефаменской соленосной формации, а в подстилающих нижнефаменских образованиях (задонско-елецких) открыт ряд месторождений нефти. Залежи и месторождения нефти в межсолевом комплексе в подавляющем большинстве связаны с древними резко выраженными положительными структурами или их элементами (приподнятыми блоками), в пределах которых распространены органогенные известняки (сейчас доломитизированные). Эти структуры продолжали интенсивно развиваться и во время образования верхнефаменской соленосной формации, т.е. синхронно с накоплением калиеносных отложений [Девонские..., 1982]. Неравномерное погружение блоков фундамента и подсолевого ложа во время образования калиеносной субформации обусловило формирование не только конседиментационных поднятий, но и синклиналей. Последние были приурочены к интенсивно погружавшимся частям линейно вытянутых глыб фундамента, а палеоподнятия — к приподнятым их частям [Высоцкий и др., 1981]. В пределах Припятского прогиба в позднедевонско-раннеданковское время была сформирована система палеоподнятий и палеосинклиналей. В рельефе дна эти структуры отражались в виде пологих форм, в то время как по подошве субформации амплитуды превышений палеоподнятий над палеосинклиналями нередко измерялись сотнями метров. Палеосинклинали в значительной степени развивались автономно, что проявилось в особенностях их палеотектонического, гидрохимического и гидродинамического режимов. Наиболее благоприятными условиями для соленакпления и формирования залежей калийных солей характеризовались протяженные Предберезинская, Старобинская, Октябрьская, Северо-Шестовичская, Предсколодинская, Житковичская и другие палеосинклинальные зоны.

Для разделяющих их палеоподнятий и крупных локальных поднятий характерно либо отсутствие в разрезах сводовых их частей калиеносной субформации (тогда в присводовой части калийные соли не встречаются), либо присутствие субформации, но без калийных солей или с резко уменьшенным их количеством.

Сравнение карт калиеносности Припятского прогиба (количества калийных горизонтов в разрезах) и расположения залежей нефти в межсолевых отложениях показывает в целом хорошее плановое совпадение нефтяных залежей с зонами локального отсутствия калийных горизонтов или уменьшенного их количества. По этому же критерию относительно хорошо выделяются зоны органогенных образований в межсолевом комплексе. Такое соотношение характерно для Речицкого, Западно-Тишковского, Осташковичского, Сосновского, Давыдовского, Восточно-Вишанского, Березинского, Судовицкого, Золотухинского, Полесского месторождений.

На рисунке показаны наиболее характерные соотношения нефтяных залежей межсолевого комплекса Припятского прогиба, соляных структур



Геологические разрезы через Давыдовское (А), Осташковичское (Б), Золотухинское (В), Мармовичское и Полесское (Г) нефтяные месторождения

Субформации: 1 – калиеносная, 2 – галитовая; 3 – межсолевая толща; 4 – верхне-

и калийных горизонтов (Давыдовское, Осташковичское, Золотухинское, Мармовичское и Полесское). Примерно такие же соотношения наблюдаются и на ряде других месторождений.

Исключением из отмеченной закономерности являются Южно-Осташковичское и Южно-Сосновское месторождения, приуроченные к южным опущенным крыльям Речицко-Вишанской зоны поднятий, что связано с различными условиями формирования ловушек и залежей нефти в приподнятых и опущенных крыльях структур.

В Припятском прогибе встречены структуры, формирование которых происходило после соленакопления в результате галокинеза. Эти структуры криптодиapiroвого характера и прорывают калиеносную субформацию. Такие структуры бесперспективны для поиска нефтяных залежей в межсолевых отложениях.

Современные площадные геофизические методы позволяют достаточно надежно выделять межсолевые положительные и отрицательные структуры с достаточно выраженными амплитудами. Однако ни эти методы, ни даже бурение отдельных скважин без специально поставленных исследований не позволяют уверенно решать вопросы локального палеотектонического анализа и делать достоверные выводы о времени формирования структуры. В этом плане для выявления особенностей развития структур с успехом могут быть привлечены данные анализа распространения калийных горизонтов, информация о строении которых может быть получена по данным промыслово-геофизических исследований в скважинах.

На подвижки морского дна, развитие конседиментационных поднятий особенно чутко реагировали рифообразующие организмы. Поэтому отсутствие калийных горизонтов часто указывает на наличие рифов [Ильин и др., 1977] или рифогенных отложений (Припятский прогиб), а также является хорошим поисковым критерием и такого рода структур-ловушек.

Таким образом, изучение закономерностей площадного распространения калийных горизонтов в соленосных бассейнах может оказать существенную помощь в выборе наиболее перспективных направлений нефтепоисковых работ в подсолевых отложениях и, в частности, в межсолевом комплексе Припятского прогиба, определить местоположение перспективных конседиментационных региональных и локальных структур. Горизонты калийных солей как показатели возможной нефтегазоносности следует использовать в качестве дополнительного поискового критерия в комплексе с уже известными и широко применяемыми методами. Вместе с тем нефтепоисковые работы в соленосных бассейнах могут целенаправить поисковые работы на калийные соли — в межструктурные зоны древних поднятий.

ЛИТЕРАТУРА

- Валашко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 395 с.
- Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Ерошина Д.М. О выявлении конседиментационных структур на основании анализа распространения калийных солей. — ДАН БССР, 1974, т. 18, № 7, с. 642—644.
- Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Протасевич Б.А. О палеотектонической обстановке накопления калийных солей в фаменский век в Припятском прогибе. — В кн.: Строе-

- ние и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981, с. 67–73.
- Гарецкий Р.Г., Конищев В.С.* Палеорельеф подсолевого ложа областей галогенеза. — В кн.: Палеогеоморфологические методы в нефтяной геологии. М.: Недра, 1980, с. 21–31.
- Девонские соленосные формации Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.
- Ерошина Д.М.* Палеотектоника Припятского прогиба в конце франского века. — ДАН БССР, 1981, т. 25, № 2, с. 167–170.
- Ерошина Д.М., Обровец С.М.* Строматолиты в верхнефранской соленосной формации Припятской впадины. — В кн.: Геология твердых полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1979, с. 136–143.
- Ильин В.Д., Алексеев С.П., Золотов А.Н., Загоруйко В.А.* Способ определения нефтеперспективности горных пород на нефть и газ в зонах развития рифовых фаций, перекрытых соленосными отложениями. А.с. (СССР), G 01 V9/00, E 21 B 49/00, № 569990, опубл. 20.09.1977.
- Каледа Г.А., Алексеева А.А., Бакун Н.Н.* и др. О взаимосвязи осадочных и тектонических процессов на локальных структурах. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 1, с. 159–172.
- Фивег М.П.* Методика поисков калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 40 с.
- Яншин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соленосных толщ. — Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3–15.

УДК 550.4:552.14 (470.4+574.1)

Р.Г. Панкина, В.Л. Мехтиева, С.М. Гуриева

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ЭВАПОРИТОВ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В геологической истории Земли зафиксированы неоднократные периоды накопления эвапоритов. Наибольшие массы этих пород приурочены к кембрию, перми, юре и неогену. Особенно широко представлены галогенные формации в отложениях перми.

На территории Северной Америки и западной части Евразии они образуют своеобразные "геохимические пояса", к которым приурочены месторождения серы, сернистых нефтей и сероводородсодержащих газов.

Прикаспийская впадина входит в состав такого "геохимического пояса". В ней широко развиты галогенные формации, мощность которых измеряется километрами, встречаются скопления высококонцентрированных сероводородных газов, нефти различной сернистости, самородная сера. Для поиска и разведки этих полезных ископаемых необходимы сведения об условиях формирования галогенных формаций. В этом плане весьма ценную информацию может дать изотопный состав серы (ИСС) эвапоритов. Он с успехом используется для выявления палеогидрохимических особенностей бассейнов осадконакопления, определения стратиграфической принадлежности немых толщ, а также для решения вопроса генезиса сероводорода в недрах.

К настоящему времени накоплено много данных об ИСС эвапоритов

разного возраста, выявлены основные закономерности его изменения по стратиграфическому разрезу. Особенно подробно изучены пермские эвапориты. Основной массив данных получен на материале верхнепермских эвапоритов Северо-Американского континента и Западной Европы. Нижнепермские эвапориты изучены значительно меньше и в этом плане настоящие исследования восполняют существующий пробел.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ для пермских эвапоритов колеблются в основном от +9,6 до +13,6‰. Пермские эвапориты отличаются от современного океана и эвапоритов всех других стратиграфических подразделений самым пониженным содержанием изотопа ^{34}S . Эвапориты Американского континента близки по значениям $\delta^{34}\text{S}$ к эвапоритам Европы и Азии, что говорит о сходстве условий их образования и о существовании в пермское время на земном шаре единого сообщающегося водного бассейна, отличного по своим гидрохимическим характеристикам от бассейнов предшествующего и последующего времени.

Наряду с этим для отдельных участков Мирового бассейна отмечены свои, присущие только им особенности. Позднепермские бассейны Американского континента (Делаварский, Техас и Нью-Мексико, Денверский, Колорадо) отличаются узким диапазоном колебаний значений $\delta^{34}\text{S}$ (+10,3 – +0,7‰; +11,5 – +1,5‰ соответственно). Два образца нижнепермских ангидритов (Вольфкэмпиен) отличались несколько утяжеленным составом (+12,7‰, +12,8‰) [Holser, Kaplan, 1966].

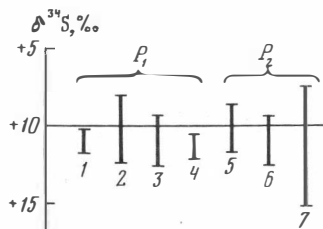
Нами были изучены пермские эвапориты ряда территорий [Панина, 1978]. Ангидриты верхней перми Северо-Германской впадины характеризуются весьма выдержанным ИСС: колебание значений $\delta^{34}\text{S}$ не превышает 1,7‰ (от +10,1 до 11,8‰), среднее значение равно +10,9‰. Отмечается весьма незначительное последовательное обогащение легким изотопом вверх по разрезу цехштейна, от верра к гауптдоломиту (от +10,6 до +10,5; +10,4‰). Более значительные колебания значений $\delta^{34}\text{S}$ присущи верхнепермским ангидритам Балтийской синеклизы (3,1‰).

В близких пределах колеблются значения $\delta^{34}\text{S}$ для нижнепермских ангидритов Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) – 2,9‰, а среднее значение несколько ниже, чем для верхнепермских описанных районов. Напротив, ниже- и верхнепермские ангидриты Русской плиты (район Бузулука) характеризуются некоторой обогащенностью тяжелым изотопом.

Оказалось, что в целом ИСС верхнепермских эвапоритов ПНР (цехштейн) укладывается в интервалы значений $\delta^{34}\text{S}$ пермских эвапоритов, но имеет особенности, связанные с последовательным вступлением в фазу соленакпления различных частей древнего бассейна. Изотопный состав цехштейна ПНР фиксирует наличие фракционирования ($\sim 2,5$ ‰) в процессе образования ангидритов, происходящее под влиянием двух факторов: сульфат-редукции и садки гипсов.

Итак, все исследованные нами и другими авторами до настоящего времени пермские эвапориты характеризуются незначительными вариациями ИСС, относительной близостью значений $\delta^{34}\text{S}$ ниже- и верхнепермских образований и средней величиной $\delta^{34}\text{S}$, приближающейся к 10,6‰ (рис. 1). Отчетливо выявляется тенденция к облегчению (хотя и незначительному) ИСС во времени.

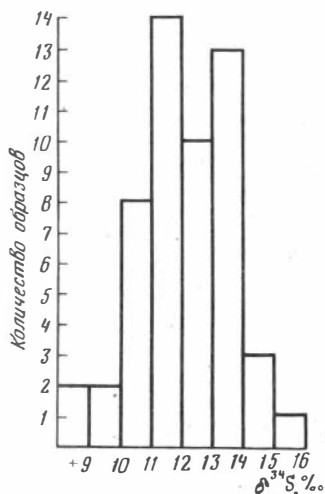
В настоящей работе представлены результаты исследования ниже-



Р и с . 1. Изотопный состав S пермских эвапоритов разных бассейнов осадконакопления

Бассейны: 1 — ГДР, 2 — ПНР, 3 — Балтийская синеклиза, 4 — Волго-Урала, 5 — ДДВ, 6 — Прикаспийская впадина, 7 — Бузулукский

Р и с . 2. Гистограмма значений $\delta^{34}\text{S}$ пермских эвапоритов Прикаспия



пермских эвапоритов (ангидритов и солей) из северной и восточной прибортовых частей Прикаспийской впадины. Соленосная формация кунгурского яруса нижней перми Прикаспийской впадины литологически расчленяется на три части: нижнюю терригенно-сульфатную с прослоями каменной соли мощностью до сотен метров, среднюю — галогенную с небольшими прослоями ангидритов и глин и верхнюю — сульфатно-терригенную. Мощность соленосных отложений увеличивается к центру впадины, где по геофизическим данным в ядрах куполов она достигает 10–12 км. По периферии впадины соленосный комплекс выклинивается. Он считается региональной покрывкой для углеводородных флюидов, однако данные бурения и сейсморазведки свидетельствуют о том, что в ряде межкупольных мульд соль оказывается полностью выжатой в соседние купола. В эвапоритах Прикаспийской впадины, так же как и в эвапоритах других регионов или иной стратиграфической приуроченности, наблюдается обогащение ангидритов легким изотопом S вверх по разрезу, а также обогащенность солей ^{32}S по сравнению с ангидритами, что обусловлено фракционированием изотопов S в процессе эвапоритообразования.

В целом нижнепермские эвапориты исследуемого региона отличаются от исследованных ранее пермских эвапоритов. Для них характерен более широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ (от +8,5 до +15,2‰) и наличие двух групп: одной — с максимумом, приуроченным к величине $\delta^{34}\text{S}$, равным +11,9‰, т.е. типично нижнепермской; другой — +13,5‰, существенно обогащенной $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 2). Даже по отношению к утяжеленным эвапоритам формации Вольфкэмпиен пенсильванского возраста ($\delta^{34}\text{S} = +13,0‰$), являющимся переходными от карбона ($\delta^{34}\text{S} = +18,0‰$) к перми, эта группа эвапоритов Прикаспия обогащена изотопом ^{34}S . Поскольку эвапоритовые формации Прикаспия уверенно относят к нижней перми и лишь в межкупольных пространствах допускается наличие верхнепермских (казанских) отложений, а эвапориты каменноугольного и триасового возраста

практически отсутствуют, можно предположить, что своеобразие ИСС эвапоритов Прикаспия связано с гидрохимическими особенностями пермского бассейна.

Что же представлял собой бассейн раннепермского возраста на территории Прикаспийской впадины? По данным М.П. Фивега (1960 г.) и И.Н. Тихвинского (1976 г.) [Страхов, 1962], это была наиболее удаленная от открытого моря тупиковая часть огромного меридионального бутылкообразного залива, соединявшегося с открытым океаном проливом только через Печорскую депрессию. Широкий в начале перми пролив постепенно суживался и перестал существовать в конце кунгурского времени. С этого времени бассейн становится изолированным континентальным морем и в нем образуются мощные галогенные формации. В формировании водно-солевого режима бассейна, помимо поступления вод из океана, определенную роль играл материковый сток.

С западного континента, сложенного с поверхности мощной толщей гипсо-ангидритовых и карбонатных пород, в бассейн поступали сравнительно большие массы сульфатных вод зоны гипергенеза. Во много раз большие объемы растворенного вещества и значительные массы терригенного материала приносились в бассейн водными потоками с горных сооружений, окаймлявших его с востока и особенно с юго-востока и юга. Все это нашло отражение в накоплении полигалита преимущественно в прибрежных зонах бассейна, а терригенного материала — в юго-восточной его части. Наиболее мощное поступление вод с суши, по-видимому, происходило с юго-восточного побережья и проявилось в накоплении полигалита на тяготеющей к нему территории в границах сильно вытянутой субмеридиональной зоны (тектонически погруженная полоса бассейна), протягивающейся в северо-западном направлении вплоть до его центральных районов. В течение иреньского времени продолжалась аридизация климата, в связи с чем объем поступивших в бассейн континентальных вод неуклонно уменьшался, что способствовало последовательному сокращению ареала, а также масштабов сульфатно-калиевой седиментации.

Изложенное показывает, что раннепермский бассейн на территории современной Прикаспийской впадины мог отличаться от других бассейнов того же времени своими гидрохимическими характеристиками. При существующей степени изученности ИСС его эвапоритов мы можем только ограничиться предположениями о том, что повлияло на утяжеление его сульфатной S. Это мог быть и состав сульфатов материкового стока, и широкое развитие процессов сульфат-редукции, обычно сопровождающих осадконакопление, и наличие в нем остаточного изотопно-тяжелого сульфата бассейна каменноугольного времени (значение $\delta^{34}\text{S}$ около $+18,0\text{‰}$ и выше).

Для изучения природы изотопных эффектов по S в процессе пермского гипергенеза, на территории Прикаспийской впадины нами были исследованы современные и погребенные соли и рассолы залива Кара-Богаз-Гол.

Кара-Богаз-Гол является типичным примером солеродного бассейна. Он представляет собой прекрасный объект для изучения изотопного фракционирования S в процессе садки солей, так как его современный и древний режимы достаточно хорошо изучены.

$\delta^{34}\text{S}$ сульфата Каспийского моря (от $+8,7\text{‰}$ в северной его части до

+13,3‰ у входа в Кара-Богаз-Гол), питающего своими водами Кара-Богаз-Гол, близко к средним значениям для пермских эвапоритов (+10,0‰), тогда как для современного Мирового океана оно равно +20,0‰. По расчетам Холсера и Каплана [Holser, Kaplan, 1966], содержание сульфатов в пермском океане было на 45% больше, чем в современном. В Каспийском море концентрация сульфат-иона на 14% больше, чем в океанической воде, при этом общая минерализация ниже почти в 3 раза. При сгущении каспийской воды в 3 раза концентрация сульфата должна составить величину, близкую к пермской. Таким образом, можно с известным приближением считать, что Кара-Богаз-Гол в миниатюре воспроизводит пермское море в период накопления эвапоритов. Отложение солей в заливе может происходить при уровне Каспия, близком современному. При более высоком уровне между морем и заливом устанавливается двусторонний водообмен и минерализация вод залива не достигает высоких значений. При более низких уровнях залив полностью отделяется от моря. Уровень, близкий к современному, был в конце раннехвалынской, в конце и начале позднехвалынской и в начале новокаспийской трансгрессий. Таким образом, начиная с раннехвалынского времени на дне залива происходило периодическое отложение солей, чередующееся с накоплением илов.

За время существования залива он дважды превращался в сухое соляное озеро, о чем свидетельствует наличие двух горизонтов погребенных солей (второй и третий), пропитанных межкристалльными рассолами. Современные соляные отложения (первый горизонт) и поверхностная рапа являются продуктами сгущения каспийской воды за последние 150 лет.

Региональным водоупором первого рассольного горизонта служат карбонатно-гипсовые илы ранненовокаспийского возраста, представленные тонкодисперсным гипсом и карбонатами с примесью глинистого материала. Второй рассольный горизонт ($Q_3 h v_2$) имеет повсеместное распространение в районе залива и выклинивается на расстоянии 0,2–2 км от коренного берега. Водовмещающие отложения — пласты солей второго горизонта — представлены галитом, глауберитом с примесью и прослоями астраханита и, редко, тенардитом (Na_2SO_4 ромбовидный). Верхним региональным водоупором служат непроницаемые нижненовокаспийские илы, нижним — карбонатно-гипсовые отложения раннехвалынского возраста.

Третий рассольный горизонт приурочен к пластам, прослоям и линзам солей, залегающих среди карбонатно-гипсовых осадков раннехвалынского возраста. Соленосные осадки этого горизонта представлены преимущественно галитом с прослоями глауберита, глауберитом и астраханитом.

Для изучения процессов фракционирования изотопов S в процессе галогенеза в 1976 г. были взяты пробы воды и солей в Каспийском море (недалеко от входа в Кара-Богаз-Гол) в бухте Бек-Даш, в проливе, в заливе Кара-Богаз-Гол, в садовых бассейнах ("озерах"), в отложениях древнего Кара-Богаз-Гола (из скважин, пробуренных в северном берегу залива). Подробное описание этих исследований дано в работе В.Л. Мехтиева [1980].

Полученные данные позволили сделать ряд существенных выводов. Прежде всего отмечена близость значений $\delta^{34}S$ сульфатов осадков Кара-

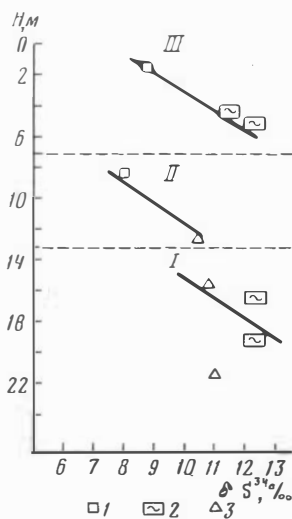


Рис. 3. Изменение изотопного состава S в осадках Кара-Богаз-Гола в процессе галогенеза (I—III — циклы галогенеза)

1 — галит; 2 — глинистый ил с гипсом и карбонатами; 3 — глауберит

Богаз-Гола (от +7,4 до +12,3‰) к значениям для пермских эвапоритов, что подтверждает правомерность выбора этого залива в качестве модели пермского эвапоритообразования.

В пределах одного и того же пласта сульфат из галита¹ содержит более легкую S по сравнению с гипсами и глауберитами. Характер распределения изотопов S в солях (рис. 3) согласуется с теоретической кривой Холсера и Каплана [Holser, Kaplan, 1966] для эвапоритов, образующихся из ограниченного количества раствора. По их расчетам, максимальные различия между $\delta^{34}S$ сульфатов начальных и конечных

стадий галогенеза составляют 6‰. Обогащение изотопом ^{32}S по направлению от нижних слоев осадка к верхним, достигающее 6‰, отмечали в древних осадках Тоди Монстер [1964], а также Нильсон и Рикке [Nielson, Ricke, 1964].

В данном случае эти различия не превышают 3,4‰, что обусловлено специфическим режимом залива — перманентной садкой солей в условиях некомпенсированного пополнения резервуара новыми порциями сульфата и развитием бактериальной сульфат-редукции.

В каспийской воде при ее испарении первым начинает выпадать в осадок мирабилит; далее, при последующем сгущении, выпадает галит, затем галит + карналлит + астраханит. Естественно, что галит будет содержать более легкую S, чем гипс и глауберит.

Разница в ИСС начальных и конечных стадий галогенеза для эвапоритов Кара-Богаз-Гола по своей величине идентична таковой для пермских эвапоритов Европы. Отсюда вытекает, что их формирование происходило в тех же условиях некомпенсированного пополнения бассейна седиментации новыми порциями сульфата, поступающими из открытого моря.

Что же касается Прикаспийской впадины (по крайней мере, исследованной нами части), то их образование шло в почти или целиком замкнутом бассейне, отличавшемся несколько утяжеленным ИСС водорастворимого сульфата (предположительно 12–14‰, т.е. близким к современной каспийской воде у входа в Кара-Богаз-Гол). О причинах этого утяжеления уже было сказано, здесь же, исходя из данных по заливу, можно проанализировать возможное влияние сульфат-редукции.

Рапа залива отличается более или менее постоянным ИСС сульфатов как по разрезу водной толщи, так и по простиранию, что обусловлено ее постоянным перемешиванием. Однако в придонных слоях воды сульфат утяжелен, несмотря на перманентную садку солей, сопровождающуюся уходом

¹ Имеется в виду незначительная примесь сульфата, соосаждающегося с NaCl на галитовой стадии седиментации.

из воды изотопно-тяжелой S, что, безусловно, связано с бактериальной редукцией сульфата в верхних слоях осадков. О развитии этого процесса свидетельствует также образование H_2S и сульфидов в илах на обмелевших участках залива под коркой солей. Таким образом, мы вправе полагать, что бактериальная редукция сульфатов могла быть одним из факторов, обусловивших специфический изотопный состав воды пермского моря на территории Прикаспийской впадины. Это тем более вероятно, что бассейн был мелководным.

Итак, подытоживая результаты изотопно-геохимических исследований соленакопления в современном и древнем бассейнах на территории Прикаспийской впадины, можно констатировать, что геохимический режим бассейна пермского времени на этой территории несколько отличался от такового пермских бассейнов Американского континента и Европы, но имел черты сходства с режимом Кара-Богаз-Гола. Следует отметить также, что изотопный состав эвапоритов дает представление о гидрохимических особенностях древних бассейнов, в которых они формировались.

ЛИТЕРАТУРА

- Дахнова М.В., Панкина Р.Г., Кораб З. и др. Идентификация зон генерации углеводородов в отложениях главного доломита цехштейна Пермского региона ПНР. — Геология нефти и газа, 1981, № 4, с. 49–55.
- Мёхтиева В.Л. Изотопный состав серы осадков и рассолов современного и древнего Кара-Богаз-Гола. — Геохимия, 1980, № 5, с. 745–753.
- Панкина Г.Г. Геохимия изотопов серы нефтей и органического вещества. М.: Недра, 1978. 456 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.
- Тод Г., Монстер Я. Распространенность изотопов серы в эвапоритах и древних океанах. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 589–600.
- Holser W.T., Kaplan J.R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. — Chem. Geol., 1966, vol. 1, N 2, p. 92–135.
- Nielson H., Rieke W. Schwefel-Isotopenver-haltsisse von Evaporiten aus Deutschland, Ein Beitrag zur Kenntnis von $\delta^{34}S$ im Meerwasser. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, vol. 28, N 5, p. 577–591.

*Т.К. Замилацкая, М.И. Островский,
Л.Б. Миронов, В.Б. Сдобников*

**РОЛЬ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ
В ФОРМИРОВАНИИ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ
И ГАЗА
В ПРЕДУРАЛЬСКОМ КРАЕВОМ ПРОГИБЕ**

Многие исследователи отмечают пространственную связь газовых и нефтяных месторождений с эвапоритовыми образованиями. Соленосные бассейны, на долю которых приходится 75% общих мировых запасов газа, располагаются, как правило, в пределах крупных отрицательных структур древних платформ, наложенных и унаследованных впадин молодых платформ, краевых и межгорных (рифтовых) прогибов. Полное развитие галогенеза, по Н.М. Страхову [1960], осуществляется лишь в тех бассейнах, где скорость прогибания дна опережала скорость синхронного осадконакопления. Предуральский краевой прогиб, протягивающийся с севера на юг на расстояние свыше 2000 км при ширине до 100 км, в раннепермскую эпоху представлял собой именно такой бассейн мощного накопления эвапоритовых и карбонатных, а в кунгурский век — преимущественно соленосных образований. Мощность соответствующей формации достигает здесь 1500—2000 м.

Можно выделить два бассейна соленакопления: северный — Соликамская и смежные районы Верхнепечорской и Сылвенской впадин, и южный — Бельская впадина. В северных впадинах Предуральского прогиба (Больше-сыннинской, Косью-Роговской, Коротайхинской), а также в Юрюзано-Айской впадине соленосные отложения отсутствуют. Распространенность соленосной формации имеет определенную связь со строением земной коры в целом и разновозрастной структурой фундамента Предуральского прогиба. Интенсивному прогибанию способствовали повышенные тепловые потоки на участках развития фемической — базальтовой коры, распространенной широко в районах Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины. Соленосные толщи, видимо не случайно тяготеют к зонам раннепротерозойской консолидации фундамента с активными зонами блоковой тектоники долготной ориентации. Юрюзано-Айская впадина вместе с прилегающей частью Сылвенской впадины располагается на Уфимском изометричном архейском массиве фундамента. Северные впадины Предуральского прогиба, хотя и содержат, по нашему мнению, дорифейские срединные массивы, окончательно стабилизировались в позднем протерозое. Более длительный процесс консолидации основания, видимо, обусловил более жесткую структуру фундамента, препятствовавшую здесь глубоким раннепермским опусканиям [Островский, Кунин, 1983].

Между глубиной залегания поверхности фундамента, мощностью (степенью) соленасыщенности и полнотой литонаборов галогенных формаций существует прямая зависимость. В унаследованных структурах интенсивного прогибания накапливались мощные галогенные формации.

Пермский галогенез на Восточно-Европейской платформе подготовли-

вался садкой сульфатов Са в ассельский, сакмарский и артинский века, а закончился мощной кунгурской калиеносной формацией Предуральского прогиба и Прикаспийской синеклизы [Кореневский, Воронова, 1966]. Наиболее соленасыщенный разрез кунгурского яруса отмечается в погруженных блоках Предуральского прогиба (Симско-Инзерском, Стерлитамакско-Мелеузском, Сакмарском). Здесь каменная соль распределена по всему разрезу яруса, отмечаются также пласты калийных солей. Суммарная мощность пластов и пачек каменной соли достигает в южной части Предуральского прогиба 1500–2000 м [Мерзляков, 1979].

В солеродных бассейнах может захороняться значительное количество растворенного и взвешенного органического вещества (ОВ), которое приносится океанической водой и в силу затрудненной циркуляции не может возвращаться в открытое море. Поскольку в эвапоритовые бассейны поступают огромные массы океанической воды, запасы ОВ даже при невысокой концентрации могут быть, как отмечает И.Б. Кулибакина [1982], весьма значительными.

В подсолевых отложениях создаются благоприятные условия для преобразования захороненной органики в углеводороды (УВ). Прежде всего это связано с повышенным геотермическим режимом зон соленакопления, что объясняется широким развитием глубинных нарушений и значительными глубинами залегания подсолевых формаций. Соленосная толща способствует формированию в подсолевых отложениях застойного артезианского бассейна с замедленным водообменом; в такой бассейн, по мнению Ю.А. Иванова [1982], не могут проникать инфильтрационные воды. Таким образом, в подсолевых отложениях создаются условия, благоприятные для генерации УВ. Кроме того, соленосные отложения, повышая минерализацию пластовых вод, способствуют выделению газов в свободную фазу и формированию газовых залежей.

Широкое развитие глубинных разломов в Предуральском краевом прогибе определяло проникновение из глубинных зон коры и мантии тепловых потоков, вероятно обусловивших, в свою очередь, высокие палеотемпературы в пределах соленосных бассейнов. Это понижало силы межфазовых натяжений, облегчало процессы первичной эмиграции жидких и газообразных УВ и их дальнейшее свободное движение по капиллярам.

В большинстве соленосных бассейнов мира отмечается наличие аномально высокого пластового давления (АВПД), которое способствует сохранению высокой пористости и проницаемости пород на больших глубинах. В итоге в подсолевых отложениях создается широкий спектр благоприятных факторов для генерации и эмиграции УВ, их миграции и последующей аккумуляции. Наличие солей в разрезе определяет и высокую степень сохранности залежей, так как соль является надежной покрывкой, более надежной в условиях прогиба, чем глины, которые при высоких температурах и давлении становятся хрупкими, трещиноватыми и в целом недостаточно надежными экранами для УВ.

Увеличивающаяся с глубиной пластичность каменной соли обуславливает надежные экранирующие свойства на меньших глубинах по сравнению с ангидритами. Наличие соленосных толщ предопределяет возникновение регионального флюидоупора, что создает значительные масштабы латеральной миграции УВ и большие нефтегазосборные площади.

Следует отметить, что условия экранирования эвапоритами скоплений УВ на территории Предуральского прогиба существенно отличаются от платформенных. Это связано с тем, что структуры прогиба формировались под воздействием бокового сжатия со стороны Уральской геосинклинали и сульфатно-галогенные покрывки испытывали в пределах антиклинальных структур деформацию сжатия, что, несомненно, улучшало их нефтегазодерживающие способности [Толкачев и др., 1982].

В пределах прогиба развиты процессы солянокупольной тектоники, обусловившей широкое распространение соляных антиклиналей и куполов. Структуры течения формируют одиночные складки и группы складок, образующие в Соликамской и Бельской впадинах валы долготного простирания. В первой из них установлены Камско-Вишерский, Березниковский, Харюшинский, Игумский, а во второй — Мелеузский, Смаковский, Воскресенский, Александровский, Иртыубинский валы. Их протяженность 40—70 км, ширина 5—6 км, высота до 1600 м, крутизна склонов 12—45°. Амплитуда локальных поднятий на этих валах 100—250 м. Количество солевых валов увеличивается к югу. В районе пересечения Бельской впадины с Прикаспийской синеклизой их более восьми. В Сылвенской и Верхнепечорской впадинах, занимающих периферические зоны северного бассейна соленакопления, солевые валы не выделяются. Отмечаются лишь одиночные брахиантиклинальные поднятия с увеличенной мощностью соли в ядре складки. В Бельской впадине развит соляной диапиризм. Надвиговые дислокации образуют закономерные соотношения. Как показали Ю.В. Казанцев и М.А. Камалетдинов [1977], по расположению солевых штоков, диапиров на фронтальной стороне надвигов в лежащем крыле можно судить о размещении нефтегазоперспективных структур в досолевых образованиях всякого блока [Островский и др., 1982].

Перспективы газонефтеносности Предуральского прогиба определяются также широким развитием рифов на его западном борту. Рифы являются прекрасными резервуарами для залежей УВ. Биогермные известняки, слагающие рифы, подвергаются большей доломитизации, особенно в стадию диагенеза, когда рапа характеризуется высоким содержанием Mg. Доломитизация обычно увеличивает первичную пористость биогермных известняков, что ведет к улучшению их емкостных свойств.

Установлена приуроченность нефтегазоносных рифов к зонам пережимов мощности соли. Рифы субдолготного или северо-западного направления как бы пересекают солевые изопахиты преимущественно северо-восточного простирания. Таковы Введенковский, Озерковский, Ишимбайский рифы дуванского типа; Совхозный — актастинского типа и др. (рисунок).

Значительное по территории и мощности калийное соленакопление сосредоточено в центральной части Соликамской впадины. Здесь расположено крупнейшее в мире Верхнекамское месторождение калийно-магниевых и каменных солей. На седловине, разделяющей залежь на две части, открыты три месторождения нефти: Юрчукское, Чашкинское и Бельское. Залежи нефти приурочены к яснополянским и башкирским отложениям карбона, а в Бельском месторождении, кроме того, и к артинским образованиям. Значительно более крупные залежи нефти и газа были открыты вдали от площади распространения калийных солей на северо-востоке и севере Соликамской впадины — Цепельское, Гежское, Кисловское, Чердынское, Верхнесы-



Схема зон соленакпления в Предуральском прогибе

Впадины: I – Соликамская, II – Бельская; 1 – тектоническая граница впадин; 2 – изопачиты соленосной толщи кунгурского яруса, м; 3 – области распространения соленосной толщи мощностью (в м): а – менее 500, б – 500–1000 для Бельской впадины, более 500 для Соликамской, в – более 1000 для Бельской впадины; 4 – месторождения нефти и газа (цифры на рисунке: 1 – Верхнесыпанское, 2 – Исаневское, 3 – Чердынское, 4 – Гежское, 5 – Кисловское, 6 – Цепельское, 7 – Озерное, 8 – Юрчукское, 9 – Чашкинское, 10 – Бельское, 11 – Уньвинское, 12 – Карташевское, 13 – Табынское, 14 – Кинзебулатовское, 15 – Ишимбайское, 16 – Введенское, 17 – Старо-Казанковское, 18 – Озерковское, 19 – Кумертауское, 20 – Маячное, 21 – Совхозное, 22 – Саратовское); 5 – рифогенные постройки; участки со значительной мощностью: б – соленосных отложений кунгурского яруса, 7 – калийных солей (более 100 м); 8 – область распространения калийных солей иртышского яруса

панское и др. Это объясняется миграцией УВ из зон, более погруженных, где скапливаются более тяжелые калийные соли, в приподнятые участки Соликамской впадины, где отлагались натриевые соли. Следовательно, участки развития калийных солей могут служить косвенным индикатором направления нефтегазопромысловых работ в соседние зоны антиклинальных поднятий и зоны развития органогенных построек.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов Ю.А.* Соленосные бассейны Евразии и их роль в формировании нефтегазоносных областей. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. Новосибирск, 1982.
- Казанцев Ю.В., Камалетдинов М.А.* Основные особенности тектоники Предуральского краевого прогиба. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1977, т. 52 (6), с. 122–138.
- Корневский С.М., Воронова М.Л.* Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., 1966.
- Кулибакина И.Б.* Факторы, определяющие приуроченность залежей углеводородов к бассейнам соленакпления. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3–6.
- Мерзляков Г.А.* Пермские соленосные бассейны Евразии. Новосибирск: Наука, 1979.
- Островский М.И., Кунин Н.Я.* Строение фундамента Предуральского краевого прогиба. — Сов. геология, 1983, № 6, с. 82–88.
- Островский М.И., Сдобников В.Б., Миронов Л.Б.* Тектонические условия формирования солевых толщ в отдельных зонах обрамления Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 25–31.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.
- Толкачев Г.М., Зуева А.С., Колыгин В.И., Дозорцев Р.Н.* Некоторые результаты поисковых исследований по комплексному освоению недр центральной части Соликамской впадины. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 75–79.

УДК 556.314 (477.6)

А.Н. Резников, В.С. Назаренко, Т.П. Шахбазьян

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАССОЛОВ СЕВЕРО-ДОНБАССКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Северо-Донбасский нефтегазоносный район расположен на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы. Осадочный чехол представлен отложениями от каменноугольной до неогеновой систем. Фундамент докембрийского возраста погружается в южном направлении от –1400 м до –5000 м. Рассолы распространены в породах каменноугольного возраста, с которыми связаны все полученные притоки нефти и газа. Их геохимия изучена слабо. В 1979 г. вышла работа [Дубровин, Муравьев, 1979], в которой рассмотрены закономерности формирования гидродинамической системы комплексов южного и юго-восточного склонов Воронежской антеклизы. В статье В.Т. Левченк^о [1981] предложены гидрогеологические параметры нефтегазоносности для данной территории. Нами основное внимание уделено выяснению условий формирования подземных вод в связи с вопросами образования углеводородных скоплений.

В разрезе отсутствуют региональные водоупоры. Анализ литофациальных условий размещения пород, гидрохимической и гидродинамической характеристик разреза позволяет условно выделить два водоносных комплекса.

Нижний карбонатный комплекс объединяет нижнекаменноугольные отложения и карбонатную часть черемшанского горизонта среднего карбона. Коллектор — пластово-трещинный. В пределах комплекса прослеживается несколько зон с характерными гидрохимическими особенностями.

На севере распространены рассолы, имеющие минерализацию до 140 г/л.

Степень метаморфизации вод относительно невысокая $\left(r \frac{Na^+}{Cl^-} = 0,75-0,80; r \frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} = 2,0-2,5; r \frac{Na^+ + Mg^{2+}}{Ca^{2+}} = 4,0-6,0 \right)$; йод содержится в количествах

до 10 мг/л. В составе водорастворимых газов присутствует до 20% N атмосферного генезиса. Величина его определялась по методике В.И. Корценштейна. В процессе разведочных работ на Волошинской площади поднимались образцы керна, содержащие окисленный битум. Вышеописанная гидрохимическая характеристика рассолов, а также характер распределения напоров позволяют предположить значительное влияние на формирование современной гидрохимической обстановки вод, инфильтрующихся со стороны Воронежской антеклизы, причем севернее площади Дубовской, по видимому, они полностью заместили седиментогенные воды и эта зона бесперспективна на нефть и газ.

В центральной части района, простирающейся с северо-востока на юго-запад, минерализация рассолов изменяется от 162 г/л (Кружиловская площадь) до 230 г/л (Курнолиповская площадь). Воды комплекса находятся в зоне весьма затрудненного водообмена. Здесь получены все известные притоки нефти. Степень метаморфизма вод высокая $\left(r \frac{Na^+}{Cl^-} = 0,50-0,70; r \frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} = 1,0-1,5; r \frac{Na^+ + Mg^{2+}}{Ca^{2+}} = 0,5-4,0 \right)$. Рассолы комплекса содер-

жат Вг в значительных концентрациях — от 216 мг/л (Плотинская площадь) до 839 мг/л (Тишкинская площадь). Концентрация его находится в прямой зависимости от Cl. Пределы изменения содержания I от 2 мг/л (Тишкинская площадь) до 14 мг/л (Кружиловская площадь). Связь между минерализацией и содержанием йода в рассолах отсутствует. Учитывая высокие содержания, благоприятные геологические и географические условия, район является перспективным для добычи из рассолов Вг и Cl. Зона характеризуется пониженными концентрациями сульфатов. Степень недонасыщенности вод сульфатами, определенная по формулам, предположенным Д.Е. Лондоном, составляет 8–25%. К югу и северу от центральной зоны степень недонасыщенности не превышает 1–3%. Значительные вариации степени недонасыщенности вод сульфатами объясняются составом водовмещающих пород, наличием в центральной зоне нефтяных скоплений, температурным режимом. Благоприятные для жизнедеятельности сульфатовосстанавливающих бактерий температурные условия центральной зоны

(40–60°) к югу ухудшаются в связи с тем, что температура повышается до 100° (Красновская площадь).

Концентрация биогенного N в водорастворимых газах увеличивается с глубиной, достигая 70%. Величина коэффициента сухости (CH₄/ТУ)¹ уменьшается в том же направлении. Отличительной особенностью водорастворимых газов является наличие высоких концентраций H (до 26% – Тишинская площадь), характерных для Донбасса.

Южнее Северо-Донецкого надвига отложения комплекса погружены на глубину более 3000 м. Притоков флюидов из них не получено. По аналогии с изученными пластовыми водами нижней части карбонатно-терригенного комплекса предполагаем, что они имеют минерализацию 15–70 г/л. Причины наличия маломинерализованных вод будут рассмотрены ниже.

Верхний карбонатно-терригенный комплекс среднего – верхнего карбона приурочен к зоне затрудненного водообмена. Минерализация вод изменяется в пределах 60–180 г/л. Большая часть территории находится под сильным влиянием инфильтрационных вод, мигрирующих со стороны Воронежского свода. В центре с северо-востока на юго-запад протянулась зона с минерализацией более 120 г/л. К этой же зоне, по данным Е.В. Мовшовича и др., приурочено развитие стратиграфически экранированных ловушек, благодаря которым утрачивается влияние инфильтрационных вод.

Степень насыщенности вод сульфатами высокая: Вг – 503 мг/л (Грачискская площадь). Вариации содержания йода незначительны – от 7,8 мг/л (Гусевская площадь) до 11,8 мг/л (Кружиловская площадь). В пределах комплекса наблюдается незначительное уменьшение значений коэффициента CH₄/ТУ. Степень метаморфизма вод высокая. Значения

коэффициента $r = \frac{Na^+}{Cl^-}$ — изменяются от 0,48 (Крутовская площадь) до 0,70 (Кружиловская площадь). В пределах всего района изменение метаморфизма вод не связано с пространственным размещением структур, а в основном определяется глубиной залегания водоносных горизонтов.

Современный облик флюидальной системы каменноугольных отложений Северо-Донбасского нефтегазоносного района сложился в результате многочисленных преобразований среды в ходе геологической истории.

В период седиментации, по данным Н.И. Кононова [1977], с юго-востока на северо-запад района протягивалась полоса биогермных построек. В зарифовой зоне создавались условия, благоприятствующие формированию лагун. При доминировании процессов испарения над притоком концентрирование морских вод могло достичь стадии садки гипса. Вполне возможно, что описываемые выше рассолы являются реликтами маточной рапы лагун. В зонах развития рифовых построек имело место интенсивное накопление органического материала. В течение каменноугольного времени отложения погружались. В конце этапа погружения (поздняя пермь) отложения достигли глубин 1500–2500 м и палеотемператур 80–100°С. Под влиянием изменяющихся во времени термодинамических условий в относительно закрытой системе происходили катионный обмен, мембранная фильтрация и другие процессы, направленные на уравнивание градиентов concentra-

¹ ТУ – тяжелые углеводороды.

ций. В растворе накапливался Са, а Mg и Na переходили в породу, образуя соли, которые коагулировали поры. Об этом процессе свидетельствуют соответствующие значения коэффициента катагенеза $\left(r \frac{Na^+ + Mg^{2+}}{Ca^{2+}} = 0,5-4,0 \right)$. Дополнительное количество ионов в систему поступало, вероятно, за счет мембранной фильтрации. На скорость проникновения отдельных ионов оказала влияние химическая природа (масса, радиус, активность, подвижность ионов). Ионы щелочных металлов имеют небольшой радиус и массу, что обуславливает их большую подвижность по сравнению со щелочноземельными, у которых соответствующие параметры больше. Ионы щелочноземельных металлов являются адсорбентами, поэтому скорость проникновения последующих компонентов со временем уменьшается. Гидрокарбонат- и сульфат-ионы имеют сложную пространственную структуру и возможность образования малорастворимых и нерастворимых соединений с Са и Mg. Наиболее миграционноспособным элементом является Cl.

К началу отложения карбонатно-терригенного комплекса происходило массовое образование микронепти в карбонатном комплексе на всем пространстве района. Образующаяся микронепть заполняла ловушки, приуроченные к биогермам, а также структурные и тектонически экранированные.

По-видимому, нефтегазопроизводящий потенциал пород был в основном реализован в каменноугольный период. Физико-химическое равновесие системы, а следовательно, и ее геохимический облик сложился в пермское время. На это указывает катагенетический "возраст" пластовых вод, определенный по методике А.Н. Резникова, — 240—310 млн. лет. В пермско-триасовое время район испытывал поднятия, сопровождавшиеся частичным разрушением органогенных построек и связанных с ними нефтяных залежей. Породы сминались в складки. В меловое—палеогеновое время район опускался; происходила латеральная и вертикальная миграция углеводородов и накопление их в ловушках. Эти процессы были затруднены вследствие эпигенетического минералообразования предшествующих геологических эпох. Коагуляция коллектора явилась по-видимому, определяющим фактором в формировании различных типов углеводородных скоплений. На юге района миграция пароводяной смеси со стороны Донбасса, вероятно, оказала значительное влияние на опреснение рассолов. На это указывает близость изотопного состава дейтерия и ^{18}O в пластовых водах района ($\delta D = -53 \div -69^{\circ}/_{00}$, $\delta^{18}O = -6,2 \div -9,7^{\circ}/_{00}$) и связанных вод углей ($\delta D = -62 \div -68^{\circ}/_{00}$, $\delta^{18}O = -3,7 \div -6,1^{\circ}/_{00}$) [Федоров, и др. 1983]; изотопный состав С метана месторождений, по имеющимся данным [Метан, 1973], изменяется в пределах от $-31,5^{\circ}/_{00}$ (Северо-Белянская площадь) до $-41^{\circ}/_{00}$ (Самбуровская площадь). Примерно такие же значения изотопов С метана имеют каменные угли и антрациты Донбасса.

Комплексное рассмотрение распространения рассолов Северо-Донбасского нефтегазоносного района позволило понять механизм формирования скоплений углеводородных флюидов и определить направления геологоразведочных работ на нефть и газ.

- Дубровин О.А., Муравьев А.Н.* Гидрогеология палеозойских и раннемезозойских отложений южного и юго-восточного склонов Воронежской антеклизы. — В кн.: Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Ростовской области. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1979, с. 97–108.
- Кононов Н.И.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-восточного обрамления складчатого Донбасса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Грозный, 1977. 26 с.
- Левченко В.Т.* Гидрохимические особенности среднекаменноугольных отложений юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива. — Геология нефти и газа, 1981, № 7, с. 43–47.
- Метан/ Ф.А. Алексеев, Г.И. Войтов, В.С. Лебедев и др. М.:* Недра, 1973. 310 с.
- Федоров Ю.А., Кизильштейн Л.Я., Гальчиков В.В.* Геохимические условия формирования углей с повышенным содержанием щелочей (на примере Донецкого бассейна). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 3, с. 46–51.

УДК 552.53:553.981:54 (476–13)

Л.Г. Травникова, Д.М. Ерошина

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЗОВ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ СОЛЯНЫХ ПОРОД ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

В Припятской нефтеносной области развиты две мощные соленосные формации, которые нередко служат экранами залежей углеводородов (УВ) в межсолевом и подсолевом комплексах. Как известно, соленосным формациям Припятского прогиба присущи все виды нарушений — пликативные, разрывные и связанные с соляным тектогенезом. Для верхнефранской формации наиболее характерны блоковые и пликативно-блоковые структуры, в меньшей степени встречаются соляные. В галитовой субформации наибольшее развитие получили структуры, обусловленные соляной тектоникой, а в калиеносной отмечаются пликативные и блоково-пликативные структуры, в то время как проявления соляного тектогенеза отсутствуют.

При активизации тектонических процессов происходит проникновение высококонцентрированных подземных вод из подсолевых и межсолевых отложений в микро- и макротрещины соленосных отложений. Быстрое "залечивание" солью зияющих трещин в зонах разрывных нарушений способствует образованию экранов для УВ нефтевмещающих комплексов. В то же время при неоднократных оживлениях тектонических движений по разломам, в том числе неотектонических, а также при соляном тектогенезе, который обычно действует более длительное геологическое время, экранирующие свойства солей несколько снижаются. Об этом свидетельствуют наряду с другими факторами многочисленные нефтепроявления вблизи разломных зон и в кепроках соляных куполов. Кроме того, под влиянием гидродинамического и термобарического факторов, сопровождающих тектонические движения, происходили эпигенетические изменения пород, в том числе соляных. Для выяснения проницаемости

солей, их экранирующих свойств, а также для понимания процессов миграции и аккумуляции УВ необходимо знание физико-химических и литологических особенностей солей, а также характера изменения этих особенностей в различных тектонических ситуациях.

В свете изложенного интересным представляется изучение газов в соляных породах. Изучению газов в солях Припятского прогиба посвящены работы Н.С. Петровой и соавторов [1981], З.Н. Несмеловой и С.Д. Гемпа [1982] и др. Среди различных форм нахождения газов в соляных отложениях особый интерес представляют газы, находящиеся в микровключениях соляных минералов, потому что они фиксируют состав как конседиментационных газов, так и газов-мигрантов, поступавших в процессе диа- и катагенетических преобразований солей.

Извлечение газов из микровключений производилось путем механического разрушения образцов в высоковакуумных приборах. Микрохимический анализ газа из отдельных включений проводился на специальной установке с амегатронным масс-спектрометром ИПДО-2А в качестве газоанализатора.

Разработанная установка состоит из откачной системы, системы напуска, системы анализа газа. Откачная система включает форвакуумный насос, сорбционный угольный насос, охлаждаемый жидким газом, и парортутный диффузионный насос с охлаждаемой ловушкой. Система напуска состоит из дозирующего вентиля и высоковакуумного истирателя образцов пород. Система анализа газов включает камеру омегатрона (РМО-4С) и магнитоэлектрический насос (МИН). Коммутация газовых потоков осуществляется с помощью высоковакуумных вентилях. Измерение и контроль вакуума производится посредством терморезистивного и ионизационного датчиков (ЛТ, ЛМ). Масс-спектры регистрируются либо электронным самопишущим потенциометром, либо на экране электронно-лучевой трубки.

Установка позволяет анализировать химический состав газов из образцов пород при их дегазации в вакууме. Химический анализ проводился в динамическом режиме, т.е. в режиме непрерывного прокачивания исследуемого газа через камеру омегатрона. Определялись микроэлементы: CO_2 , N_2 , CH_4 , Ar , O_2 , C_2H_6 + TU^1 , H_2 . Высокая герметичность аппаратуры, обеспечение высокого вакуума (10^{-7} мм рт.ст.) и длительная экспозиция образцов в вакууме перед анализом позволили полностью избавиться от сорбированных газов и достоверно определять среди газов микровключений газы атмосферного происхождения, а именно кислород.

Химический анализ газовой фазы микровключений солей проводился в образцах, отобранных из разновозрастных соленосных отложений Припятского прогиба (верхнефранской соленосной формации, нижнезадонского пласта каменной соли, верхнефранских галитовой и калиеносной субформаций), из различных соляных минералов (галита, сильвина) и генетически разновидности каменной соли. Анализируемыми образцами охарактеризованы площади калийных месторождений (Старобинское, Петриковское) и нефтеперспективные и нефтеносные области. Особое внимание уделялось зонам разрывных нарушений и развития соляной тектоники.

¹ TU – тяжелые УВ.

Результаты исследований показали следующее: 1. Химический состав газовой фазы микровключений из солей разновозрастных отложений довольно однороден — соотношения отдельных компонентов в них более или менее постоянны. 2. Компонентный состав микровключенных газов калийных минералов (сильвина, карналлита) обеих соленосных формаций идентичен составу микровключений первично-седиментационного галита. Изучению газовых микровключений калийных минералов следует уделить особое внимание. 3. Нет закономерности в изменении состава и количества газов в зависимости от глубины отбора образцов. 4. Газовый и количественный состав микровключений каменной соли весьма существенно изменяется в зависимости от структурно-текстурных ее особенностей и приуроченности к тектоническим структурам Припятского прогиба.

По генезису и структурно-текстурным особенностям в Припятском прогибе выделяется первично-седиментационная и вторичная — каменная соль [Седун, Ерошина, 1969]. Для первого типа характерно наличие зерен галита изометричной формы с отчетливыми следами скелетно-зонального строения (зоны роста по граням куба). Зональность создается скоплениями мельчайших (0,01—0,20 мм) газово-жидких включений, захваченных при кристаллизации соли в седиментационном бассейне.

К вторичным структурам каменной соли относятся флюидальная, "шпатовая" (крупно- и гигантокристаллическая) и волокнистая (шестоватая). Флюидальная структура характеризуется вытянутыми зернами галита вследствие деформации. Галит этой структуры в той или иной степени перекристаллизован, и зональность в нем проявляется не столь отчетливо. "Шпатовая" соль возникает в процессе собирательной перекристаллизации первичных зерен галита и характеризуется идиоморфизмом зерен. Волокнистая каменная соль образуется путем выполнения трещин в соляных и несоляных пластах. Немногочисленные газово-жидкие включения в этих разновидностях соли располагаются беспорядочно, реже концентрируются цепочками, ориентированными вдоль трещин спайности или кристаллов-волокон. Вторичные структуры каменной соли тяготеют к зонам разрывных нарушений и областям проявления соляной тектоники. По мнению некоторых исследователей, движение соли или скольжение зерен в процессе соляного тектогенеза осуществляется посредством газово-жидкой смазки, создающейся за счет освобожденных при дроблении зерен микровключений.

Исследования газового состава микровключений разновидностей каменной соли показали, что в составе газа первично-седиментационного галита преобладает азот (в среднем 87,7 об.%), присутствуют углекислый газ (5,8—9,8 об.%), метан и его гомологи (в среднем 3,0 об.%), кислород (1,0 об.%), водород и аргон (десятые доли процента) (табл. 1). В отдельных образцах количество азота достигает 100%, что характерно для соли калиеносной субформации и, по-видимому, свидетельствует о хорошей сохранности первично-седиментационного галита.

Галит флюидальной структуры нами был отобран в районах развития соляных структур из верхнефранской формации и галитовой субформации, а также из приразломных зон, секущих галитовую и калиеносную субформации. В первом случае газовый состав микровключений флюи-

дального галита оказался наиболее близок составу газов первично-седиментационного галита, однако с повышенным содержанием метана (в среднем до 10 об.%) и относительно высоким (более 6,0 об.%) содержанием кислорода. Соответственно количество азота в микровключениях этого галита снижено в среднем до 74,8 об.%. Во втором случае газовые включения во флюидалном галите значительно обогащены углекислотой (до 31,8%), ТУ (до 6%) и вовсе не содержат кислорода. Содержание азота в микровключениях этого галита снижено в среднем до 49,0 об.%.

Подобный состав микровключенных газов зафиксирован в галите шестоватой (волоконистой) структуры, выполняющем трещины.

По составу газов галит шпатовой структуры занимает промежуточное положение между флюидалным галитом солянокупольных областей и шестоватым и флюидалным галитом приразломных зон. Содержание азота в нем составляет в среднем 62,2, углекислого газа — 22,6, метана — 9,7, кислорода — 3,9 об.%. Исключение составляет галит шпатовой структуры, отобранный из нижнезаконского пласта каменной соли, обогащенного битумами. В микровключениях этого галита преобладает метан (62,3 об.%), относительно высоко количество углекислого газа (18,7 об.%), а содержание азота весьма низкое (17,7 об.%). Кислород отсутствует. Следует отметить, что в этих же образцах соль первично-седиментационной структуры имеет состав микровключенных газов, подобный составу этой разновидности галита в соленосных формациях.

Таким образом, состав газовых микровключений первично-седиментационного галита значительно отличается от эпигенетических его разновидностей. Первично-седиментационный галит характеризуется самым высоким содержанием азота. При частичной или полной перекристаллизации галита (флюидалная и шпатовая структуры) происходит обогащение микровключений метаном и углекислым газом, увеличивается содержание кислорода. В зонах разрывных нарушений и в пластах каменной соли, залегающих в непосредственной близости к нефтяным залежам, во всех вторичных разновидностях галита (флюидалном, шпатовом, шестоватом) основной объем газов составляют метан и его гомологи, а также углекислый газ (51—85%), а на долю азота приходится менее 50%, кислород отсутствует. Состав их приближается к составу попутных (нефтерастворимых) и водорастворимых газов нефтесодержащих подсолевых и межсолевых отложений (табл. 2). В газовых смесях рассолов Припятского прогиба отмечаются высокие концентрации метана и ТУ, обладающих хорошей летучестью. Это свидетельствует о том, что в зонах тектонических нарушений происходила миграция рассолов и в определенных термобарических условиях в процессе диа- и катагенетических преобразований солей осуществлялся газообмен между солями и рассолами. При этом газы солей обогащались УВ.

В то же время в составе водорастворимых газов наблюдается весьма низкая концентрация углекислого газа (< 1%), и поэтому эти газы не могли быть донорами углекислого газа соляных микровключений. Тем не менее во вторичном галите заметно увеличивается доля этого компонента в общем объеме газов. Источником углекислого газа здесь, по всей вероятности, является органическое вещество, рассеянное в карбонатно-глинистых и ангидрито-карбонатных включениях между зернами галита.

Т а б л и ц а 1

Компонентный состав микровключенных газов в разновидностях солей, об.%

Структура галита, место отбора образца	Кол-во образцов	O ₂	CO ₂	CH ₄	Σ ТУ	H ₂	N ₂	Ar
Г а л и т								
Первично-седиментационная	11	1,0	6,1	2,5	0,5	0,1	87,7	0,9
Флюидальная								
в соляных массивах	5	6,3	8,5	10,2	—	—	74,8	0,2
в приразломных зонах	4	—	31,8	12,5	6,0	—	49,0	—
Шпатовая								
непродуктивные площади	6	3,9	22,6	9,7	0,2	—	62,2	—
нефтяное место-рождение	3	—	18,7	62,3	1,0	—	17,7	—
Шестоватая	3	—	28,9	22,9	4,3	—	44,1	—
С и л ь в и н								
Вишанская скв. 25	2	3,4	0,9	8,9	0,4	—	85,8	0,6
Петриковские скв. 275, 316	2	0,2	3,3	10,6	0,5	—	83,8	1,3
Старобин, I, V								
Шахтное поле	9	1,4	13,8	2,6	1,8	2,9	75,7	2,0
Речицкая скв. 93	1	—	14,3	6,2	—	—	79,5	—
Среднее		1,4	10,5	4,8	1,3	1,9	78,5	1,5

Т а б л и ц а 2

Компонентный состав газовых смесей рассолов Припятского прогиба, по данным А.В. Кудельского и В.М. Бурака [1982], об.%

Комплексы пород	Кол-во образцов	CO ₂	CH ₄	Σ ТУ	N ₂	N ₂	Ar
Непродуктивные структуры							
Верхнепротерозойский	6	0,30	19,62	0,75	7,70	69,50	0,35
Подсолевой	20	0,26	14,78	3,22	4,50	75,0	0,64
Межсолевой	17	0,20	7,22	3,28	6,25	79,0	0,75
Нефтеносные площади							
Подсолевой	13	0,11	72,90	9,67	9,50	5,17	0,05
Межсолевой	49	0,19	63,33	6,27	6,87	23,13	0,21

В условиях тектонической нарушенности соленосных отложений (в стадию диа- и катагенеза) происходило окисление органики с выделением углекислого газа, который захватывался перекристаллизующимися зернами.

В заключение отметим следующее.

1. Газы микровключений в разновидностях каменной соли имеют различную генетическую природу. Среди них выделяются: а) газы, захваченные кристаллизующимся галитом в стадию седиментогенеза и характеризующие газовый состав солеродного бассейна (N₂, O₂, CO₂); б) газы — миграйды, источником которых были водорастворимые и попутные газы из пород, вмещающих соленосные отложения (CH₄, ТУ, N₂), и в) газы, образовавшиеся в стадии диа- и катагенеза (CO₂, возможно, CH₄ и N₂) при процессах тектонической активизации региона.

2. Химический состав газовых микровключений во вторичном галите и особенно повышенная концентрация в газах метана и его гомологов являются индикатором нефтегазоносных залежей. Этот признак может быть рекомендован в качестве поискового критерия.

3. Количество газа в микровключениях соляных минералов также неодинаково. Меньше всего газа содержит первично-седиментационный галит — примерно $0,2 \cdot 10^{-3}$ см³/г. В микровключениях эпигенетического галита количество газа выше — $0,4\text{--}0,7 \cdot 10^{-3}$ см³/г. Несколько обогащены газом также микровключения сильвина — $0,4 \cdot 10^{-3}$ см³/г. Замечена также тенденция постепенного уменьшения количества газа вверх по разрезу от более древних к более молодым солям: в нижней соленосной формации среднее количество газа составляет в галите $6 \cdot 10^{-3}$, в галитовой субформации — $4 \cdot 10^{-3}$, в калиеносной субформации — $1,5 \cdot 10^{-3}$ см³/г.

ЛИТЕРАТУРА

- Кудельский А.В., Бурак В.М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 174 с.
Несмелова З.Н., Гемп С.Д. Вероятная модель формирования газовой составляющей

- соляных пород калийных месторождений. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 162–172.
- Седун Э.В., Ерошина Д.М.* Петрография основных разновидностей каменной соли Припятской впадины. — В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 304–344.
- Петрова Н.С., Седун Э.В., Высоцкий Э.А., Кислик В.З.* Состав и текстурно-структурные особенности сальвинитов некоторых глубокозалегающих калийных горизонтов Припятского прогиба. — В кн.: Вещественный состав и генезис твердых полезных ископаемых. Минск: БелНИГРИ, 1981, с. 126–144.

УДК 556.314 (470.56)

О.М. Севастьянов

РАССОЛЫ ОРЕНБУРГСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Оренбургском газоконденсатном месторождении (ОГКМ) развиты подземные рассолы трех различных типов по условиям формирования химического состава. Они приурочены к трем характерным в структурно-литологическом и гидрогеологическом отношении этапам геологического разреза.

Нижний этаж охватывает карбонатные отложения от нижнего карбона до артинского яруса нижней перми. Он залегаёт на глубине 1300–1800 м, имеет вскрытую мощность около 2000 м и содержит в верхней своей части газоконденсатную залежь мощностью до 520 м.

Средний этаж образуют отложения кунгурского яруса нижней перми, подразделяющиеся на два горизонта: нижний — филипповский и верхний — иренский. Филипповский горизонт представлен ангидритами и доломитизированными известняками мощностью 80–160 м. Иренский горизонт сложен чередованием пластов каменной соли и ангидрита. Выделяется 7–13 пластов соли и 8–14 пластов ангидрита, которые нумеруются снизу вверх (соль — арабскими, ангидрит — римскими цифрами). В подошве горизонта залегаёт первый ("подсолевой") пласт ангидрита мощностью 4–12 м. Выше расположен наиболее мощный первый (нижний) пласт соли, называемый галитовой толщей, мощность которого колеблется от нескольких десятков метров до 1450 м. Галитовая толща перекрыта сульфатно-соленосной толщей, начинающейся вторым пластом ангидрита и завершающейся "надсолевым" ангидритовым пластом. В сульфатно-соленосной толще мощность пластов соли изменяется от 3–7 до 161 м, ангидрита — от 2 до 74 м. Породы галитовой толщи представлены почти чистым галитом (NaCl), среднее содержание которого 96,7%, а нерастворимый в воде остаток составляет всего 0,44%. Каменная соль сульфатно-соленосной толщи содержит значительную примесь доломитового, ангидритового и глинистого материала, в результате чего нерастворимый в воде остаток для отдельных пластов достигает в среднем 14,29–19,26%.

Галитовая толща представляет собой ритмичное чередование тонких галитовых и ангидрито-галитовых слоёв. Последние состоят из кристаллов

и зерен галита с включениями белого ангидрита размером от долей миллиметра до 1–3 мм и с примесью распыленного доломитового и тонкого глинистого материала. Мощность галитовых слоев от 3–6 до 8–10 см, ангидрито-галитовых – 0,1–2 см, реже до 3–5 см. В верхней части разреза, составляющей ~20–25% общей мощности галитовой толщи, ангидритовые слои замещаются полигалитовыми. Слои полигалита имеют белый цвет, мощность их измеряется долями миллиметра, количество – 10–12 слоев на 1 м керн. Каменная соль сульфатно-соленосной толщи по своему облику и минералогическим особенностям несколько отличается от соли галитовой толщи. Она загрязнена примесью ангидрита, окислов Fe, распыленного глинистого и карбонатного материала. Почти во всех пластах соли наблюдаются тонкие прерывистые слои и включения розоватого и зеленоватого полигалита. В некоторых пластах соли присутствует редкая вкрапленность и тонкие слои сивина красного цвета. Пласты ангидрита содержат вкрапленность галита, слои и включения доломита размером до 1–2 см. Наблюдаются короткие стилолитовые швы, заполненные глинистым или битумным материалом. В подошве пластов часто встречаются слои глины мощностью до нескольких сантиметров. В отдельных пластах ангидрита присутствуют вкрапления красного сивина размером несколько миллиметров. Ангидриты почти целиком представлены сульфатом кальция (CaSO_4) – 88–98%. Содержание других солей составляет (в %): MgSO_4 – 0,06–0,34; MgCl_2 0,04–0,47; KCl 0,02–1,32; NaCl 0,28–1,27. В ангидритах установлено высокое содержание Sr, в среднем 0,1%.

Отложения иренского горизонта образуют куполовидные поднятия, в ядрах которых они представлены только галитовой толщей, залегающей на глубине 80–200 м от поверхности земли и имеющей мощность до 1200–1450 м. В межкупольных впадинах глубина залегания иренских отложений достигает 1560 м, а мощность их уменьшается до 80 м. Здесь иренский горизонт представлен преимущественно сульфатно-соленосной толщей, мощность же галитовой толщи резко сокращается вплоть до полного выклинивания на отдельных участках.

Верхний этаж включает надсолевые, преимущественно песчано-глинистые с прослоями известняков и доломитов отложения верхней перми и в меньшей степени – мезозоя и кайнозоя. Эти отложения имеют наибольшую мощность в межкупольных впадинах (до 1560 м). Над сводами соляных куполов мощность их сокращается до 200–80 м.

Гидрогеологические условия ОГКМ характеризуются наличием надсолевой и подсолевой водоносных серий, разделенных региональным водоупором отложений иренского горизонта, в которых подземные воды (рассолы) имеют спорадическое, линзообразное распространение.

В надсолевых отложениях наблюдается последовательная смена по вертикали пресных подземных вод солоноватыми, солеными и, наконец, рассолами, которые распространены повсеместно с глубины 150–200 м. Минерализация рассолов также возрастает с глубиной (табл. 1). Химический состав надсолевых рассолов формируется главным образом за счет растворения каменной соли кунгурских солянокупольных поднятий. На это указывает ряд особенностей химического состава рассолов: низкое содержание K, высокое хлорбромное отношение, почти одинаковая концентрация ионов Cl и Na, сопоставимая с процентным содержанием NaCl в каменной соли.

Т а б л и ц а 1

Химический состав рассолов надсолевых отложений

№ скв., глубина опробования, м	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
6-М, 170	26,4 0,68 0,08	17733,8 771,37 95,78	293,4 14,64 1,82	226,6 18,64 2,32	30138,4 787,1 97,73	760,4 15,83 1,97	146,4 2,4 0,30
6-М, 190	37,2 0,95 0,05	40242,2 1749,66 96,51	554,0 27,65 1,53	422,1 34,71 1,91	68183,8 1780,6 98,21	1458,3 30,37 1,68	122,0 2,0 0,11
6-М, 210	46,0 1,18 0,05	60330,6 2623,07 97,1	781,8 39,01 1,44	464,4 38,2 1,41	101407,0 2648,36 98,03	2434,4 51,7 1,91	85,4 1,4 0,06
21-М, 300	87,5 2,24 0,06	89035,76 3871,12 97,95	947,5 47,28 1,19	382,5 31,46 0,80	137685,0 3878,45 98,14	3502,5 72,85 1,84	48,7 0,8 0,02

П р и м е ч а н и е. Содержание ионов дано в верхней строке в мг/л, в средней — в мг-экв/л, в нижней — в % экв.

В водоупорной толще иренского горизонта рассолы имеют спорадическое распространение. Скважины с рассолопроявлениями расположены по площади неравномерно, преимущественно группами на нескольких участках. Рассолы вскрыты в отложениях сульфатно-соленосной толщи на глубинах 425—1301 м от поверхности земли и на 22—558 м ниже кровли иренского горизонта. Рассолы приурочены к пластам ангидрита, обычно вблизи контакта с пластами каменной соли.

Одной или несколькими скважинами рассолы были вскрыты в каждом из пластов ангидрита сульфатно-соленосной толщи, однако чаще они встречаются в VII, VI, V, II пластах. В пределах одного участка разные скважины вскрывают рассол в различных пластах. Приуроченности рассола на определенном участке к какому-то одному пласту ангидрита не наблюдается. В некоторых пунктах имеется несколько этажно расположенных рассолоносных горизонтов, что было установлено при поинтервальном опробовании скв. 2-РГ, в которой притоки рассола получены из V и II пластов ангидрита.

Статическое давление рассолов на устье скважин составляет от 0,8 до 6,0 МПа. На большинстве участков устьевые давления по скважинам колеблются довольно существенно и равны (в МПа): на участке газоперерабатывающего завода (ГПЗ) — 3,0—6,0; на западном участке ОКГМ — 1,2—4,0; на северо-западном — 1,5—6,0; на южном — 2,5—5,7. Только на северном участке ОКГМ диапазон колебаний устьевых давлений невелик (0,8—1,5 МПа). В скважинах 2-Р и 3-Р с течением времени отмечалось снижение статического устьевого давления соответственно с 3,0 до 1,0 и с 5,0 до 2,0 МПа. Это может быть обусловлено зашламованием фильтрационных каналов рассолоносного пласта; зарастанием их солями, выкристаллизовавшимися из рассола; сработкой упругих запасов рассола. Сработка запа-

Br ⁻	Общая минерализация	$r \frac{Na + K}{Cl}$	$r \frac{Ca}{Mg}$	$r \frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$	$r \frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$	$\frac{Cl}{Br}$
8,2	49325,4	0,98	0,79	0,81	2,01	3675,41
—	1610,66					
—	—					
16,7	111019,6	0,98	0,80	0,86		
—	3625,94				1,71	4082,86
—	—					
25,8	165549,6	0,99	1,02	0,63	195	3930,50
—	5402,92					
—	—					
32,1	231689,49	0,998	1,50	0,16	1,88	4289,25
—	7904,20					
—	—					

сов возможна в результате перетока рассола в надсолевые терригенные породы, так как в скважинах 2-Р и 3-Р оставались непокрытыми соответственно 700 и 400 м надсолевых отложений.

Плотность рассола — 1,194–1,280 г/см³. Преобладают значения 1,231–1,247 (в среднем 1,240) г/см³. Пониженные и повышенные значения плотности обусловлены, по-видимому, примесью технических жидкостей (пресной воды, бурового или цементного раствора). По результатам лабораторных исследований, вязкость рассола при температуре 20°С составляет в среднем $3,57 \cdot 10^{-3}$ Па·с.

Пластовые давления рассолов составляют 8,3–18,8 МПа. Наиболее высокие значения (16,1–18,8 МПа) отмечены на участке ГПЗ, характеризующемся большими устьевыми давлениями (3,0–6,0 МПа) и наибольшей глубиной залегания рассолоносных пластов (1020–1079 м). Самые низкие пластовые давления (8,3–9,8 МПа) наблюдаются на северном участке ОГКМ, в пределах которого устьевые давления (0,8–1,5 МПа) и глубины залегания рассолов (~600–900 м) имеют наименьшие величины для рассматриваемой территории. Остальные участки с глубинами залегания рассолов 800–900 м и устьевыми давлениями 2,0–6,0 МПа характеризуются пластовыми давлениями ~12,0–15,0 МПа.

Дебиты рассолов колеблются по скважинам в очень широком диапазоне (от 10 до 24000 м³/сут) как в целом по территории, так и в пределах каждого участка. Преобладают дебиты 100–500 и 1000–5000 м³/сут. Отсутствует какая-либо зависимость дебита рассола от глубины его залегания, приуроченности к тому или иному пласту ангидрита или участку территории, от устьевого или пластового давления. В пределах участков наблюдаются следующие колебания дебитов по скважинам (в м³/сут): 36–10 000 на участке ГПЗ, 150–24 000 на западном участке ОГКМ, 30–7200 на

Таблица 2

Химический состав рассолов иренского горизонта

№ скв. .	Глубина вскрытия рассола, м	рН, плот- ность, г/см ³	Основные компоненты*								
			K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Br ⁻	Общая ми- нерализация
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Г-1	1020	6,8	25833,0	46002,3	2805,6	43776,0	221432,81	2771,86	2732,8	4422,02	350266,82
		1,239	662,4	2000,1	140,0	3600,0	6244,58	57,7	44,8	55,3	12805,0
			10,34	31,24	2,19	56,23	97,53	0,9	0,7	0,87	—
77	1113	He опр.	35040,0	44311,0	1969,0	40250,0	214022,4	6582,0	262,0	4256,0	346717,4
		1,242	896,16	1926,57	98,27	3309,0	6035,6	136,9	4,3	53,26	12460,4
			14,36	30,92	0,8	53,1	96,89	2,2	0,06	0,85	—
112	740	He опр.	36208,0	29630,0	982,0	53750,0	231352,74	4852,0	1909,0	2120,0	361978,7
		1,254	926,04	1288,26	49,0	4420,0	6524,33	101,0	31,3	26,53	13366,6
			13,86	19,28	0,73	66,13	97,62	1,52	0,46	0,4	—
21	830	He опр.	17240,0	44181,0	3117,0	31062,0	175746,5	2847,0	810,0	3362,0	278378,5
		1,194	440,99	1920,92	155,55	2553,29	4956,19	59,22	13,2	42,07	10141,56
			8,7	37,88	3,07	50,35	97,74	1,17	0,27	0,82	—
15006	850	5,15	20960,0	14550,5	4408,0	74662,0	265512,0	345,7	1390,8	985,6	383113,39
		1,272	537,44	632,69	219,96	6139,97	7487,65	7,2	22,8	12,33	15060,0
			7,14	8,4	2,92	81,54	99,44	0,1	0,3	0,16	—
306	879	4,5	41923,0	42961,7	1202,4	43624,0	228841,1	3320,8	1122,4	3703,0	367164,7
		1,246	1072,14	1867,9	60,0	3587,5	6453,5	69,14	18,4	46,34	13175,08
			16,275	28,355	0,91	54,46	97,97	1,05	0,28	0,7	—
73	883	He опр.	28030,0	52299,0	774,0	39560,0	214971,3	6826,0	1842,0	3800,0	348912,3
		1,255	716,88	2273,88	38,64	3253,0	6062,36	142,2	30,2	47,55	12565,0
			11,4	36,18	0,64	51,78	96,5	2,26	0,48	0,76	—
282	930	6,32	15839,0	58722,0	1122,2	33975,0	201652,2	4371,8	1049,2	1052,2	318352,5
		1,219	405,09	2553,13	56,0	2794,0	5686,75	91,08	17,2	13,17	11616,44
			6,97	43,96	0,96	48,11	97,91	1,57	0,3	0,23	—

293	565	5,5	13125,0	51756,9	2805,6	28697,6	176029,4	3879,6	707,6	2853,3	280402,1
		1,213	336,53	2250,3	140,0	2360,0	4964,17	80,83	11,6	35,7	10184,86
382-Д	845	4,5	41764,0	45436,5	1402,8	36744,0	211953,3	4629,0	1049,2	3804,5	346232,0
		1,236	1068,08	1975,5	70,0	3025,0	5977,25	96,38	17,2	47,61	12277,16
736	615	6,0	26111,0	41676,0	1400,0	37452,8	193410,2	5425,2	1122,4	3643,0	310251,6
		1,207	669,5	1812,0	69,9	3080,0	5454,32	113,0	18,4	45,59	11262,8
738	653	5,5	30385,0	40480,0	520,0	44675,8	214433,4	5634,3	1122,4	4209,7	341949,0
		1,233	779,1	1760,0	25,9	3674,0	6047,19	117,4	18,4	52,68	12474,8
2-РГ	600	Не опр.	19500,0	75025,0	628,0	26972,0	202122,0	11724,0	945,5	4275,0	341684,0
		1,231	499,0	3261,95	34,33	2218,06	5700,0	244,26	15,5	53,49	12026,68
3-Т	770	Не опр.	19375,0	44825,8	1202,4	45964,8	214530,5	4307,6	5856,0	3955,8	340098,5
		1,230	496,79	1948,95	60,00	3780,0	6049,93	89,74	96,00	50,00	12571,48
304	840	5,4	19200,0	22982,0	675,0	61100,0	224142,0	6498,0	1647,0	5333,0	342808,0
		1,252	491,04	999,2	33,68	5024,67	6320,98	133,79	27,00	66,73	13097,18
402	615	Не опр.	20000,0	75695,0	Не об-	26750,0	208031,4	8614,0	1415,0	2660,0	343834,4
		1,224	511,51	3291,0	нару-	2300,0	5866,65	179,4	23,20	33,28	12205,2
			8,38	53,93	жен	37,68	96,13	2,94	0,38	0,55	

* См. прим. к табл. 1.

Примечание. Здесь и далее: Не опр. — не определялся.

Таблица 2 (окончание)

№ скв.	Глубина вскрытия рассола, м	Микроэлементы, мг/л			Характерные коэффициенты				
		I	B	H ₂ S	$r \frac{Na + K}{Cl}$	$r \frac{Ca}{Mg}$	$r \frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$	$r \frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$	$\frac{Cl}{Br}$
		13	14	15	16	17	18	19	20
Г-1	1020	15,23	47,52	13,95	0,42	0,04	0,99	0,92	50,08
77	1113	18,0	Не опр.	Не опр.	0,47	0,03	0,97	2,27	50,29
112	740	18,0	"	"	0,34	0,01	0,98	1,55	109,13
21	830	13,0	"	"	0,48	0,06	1,02	1,19	52,27
15006	850	2,54	288,6	"	0,16	0,04	1,03	0,1	269,39
306	879	20,7	445,6	11,14	0,46	0,02	0,98	1,07	61,8
73	883	11,0	799,0	Не опр.	0,49	0,01	0,94	2,35	56,57
282	930	2,54	565,4	"	0,52	0,02	0,98	1,6	191,65
293	565	16,3	218,1	59,5	0,52	0,06	1,01	1,63	61,7
382-Д	845	17,8	440,6	Не опр.	0,51	0,02	0,97	1,61	55,71
736	615	11,0	Не опр.	"	0,45	0,02	0,97	2,07	53,09
738	653	15,9	472,5	34,6	0,42	0,01	0,95	1,94	50,94
2-РГ	600	11,5	481,0	Не опр.	0,66	0,02	0,87	4,29	47,28
3-Т	770	8,9	32,2	"	0,40	0,02	0,95	1,48	54,23
304	840	12,0	1219,0	"	0,24	0,01	0,96	2,12	42,03
402	615	9,0	660,0	"	0,65	Не опр.	0,9	3,06	78,21

северо-западном, 120–3360 на северном, 480–7200 на юго-восточном, 10–10 000 на южном. Дебиты рассолов характеризуются непостоянством во времени. Так, по скв. 3-Р первоначальный дебит $36 \text{ м}^3/\text{сут}$ через 4 ч уменьшился до $14,4 \text{ м}^3/\text{сут}$, а через месяц стал $0,28 \text{ м}^3/\text{сут}$. По скв. 562 дебит был первоначально $2592 \text{ м}^3/\text{сут}$, а через сутки снизился до $480 \text{ м}^3/\text{сут}$. Это может быть вызвано теми же причинами, что и снижение первоначального устьевого давления. Установлено также увеличение дебита рассола в процессе углубки скважин:

№ скв.	Глубина, м	Дебит, $\text{м}^3/\text{сут}$	№ скв.	Глубина, м	Дебит, $\text{м}^3/\text{сут}$
77	1113	72	736	615	480
	1751	480		665	2800–
Н-6	1079	900			3360
	1760	1920	738	653	960
36	874	90		690	2400
	995	2000			

Рост дебита рассола в процессе углубки скважин может быть следствием либо освоения одного и того же рассолоносного пласта, либо вскрытия и подключения к работе новых рассолоносных пластов.

В целях определения фильтрационных параметров рассолоносных пластов и оценки запасов различных линз рассола проведены гидродинамические исследования скважин 402 и Г-1. Мощность работающих пластов в этих скважинах установлена посредством термокаротажа и составляет соответственно 8 и 10 м. На скв. 402 при депрессиях 0,46–0,87–1,18 МПа получены дебиты рассола 165–288–413 $\text{м}^3/\text{сут}$. Коэффициент продуктивности составил в среднем 347 $\text{м}^3/\text{сут}$ МПа. На скв. Г-1 при депрессиях 0,28–1,04–1,79–2,54–2,66 МПа дебит рассола равнялся 78–284–488–691–722 $\text{м}^3/\text{сут}$. Средний коэффициент продуктивности составил 273 $\text{м}^3/\text{сут}/\text{МПа}$. Пластовая температура рассола в скв. Г-1 на глубине 1020 м равна 25°C .

Гидродинамические параметры рассолоносных пластов определены по результатам обработки кривых восстановления давления, снятых по окончании выпусков рассола на каждом режиме. На участке скв. 402 они составляют: коэффициент проницаемости $1,355 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, коэффициент гидропроводности $43,3 \cdot 10^{-10} \text{ м}^2/\text{Па} \cdot \text{с}$, коэффициент пьезопроводности $20000 \text{ см}^2/\text{с}$. Запасы рассола в линзе, вскрытой скв. 402, подсчитаны по методу падения пластового давления в количестве 1 млн м^3 . На участке скв. Г-1 коэффициент проницаемости составляет $1,574 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, коэффициент гидропроводности — $44,1 \cdot 10^{-10} \text{ м}^2/\text{Па} \cdot \text{с}$, коэффициент пьезопроводности — $8031 \text{ см}^2/\text{с}$. Запасы линзы рассола в районе скв. Г-1 по методу падения пластового давления оцениваются в 7 млн м^3 .

Химический состав рассолов очень сложный и специфический, но однотипный на всех участках рассматриваемой территории (табл. 2). Рассолы имеют общую минерализацию 308–365 г/л, рН 4,5–6,0 и, по классификации В.А. Сулина, относятся к хлормagneиевому типу. В анионном составе доминирует Cl^- . Из катионов в большинстве случаев преобладает Mg^{2+} , реже Na^+ , содержание Ca^{2+} низкое. Для иренских рассолов характерны высокие содержания К, Вг, В и низкая концентрация Sr. Содержание К

Т а б л и ц а 3

Газовый состав рассолов иренского горизонта, об.%

№ скв.	Условия отбора газа	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂
Г-1	На устье	0,19	He опр.	45,18	Сл.
"	"	0,071	—"—	40,529	"
"	Пробоотборник ПД-3М с глубины 1020 м	0,14	"	50,745	"
293	На устье	He опр.	"	8,94	He обн.
306	"	Сл.	"	21,46	Сл.
"	"	He опр.	"	21,47	He опр.
"	"	"	"	21,43	"
2-Р	"	"	2,07	60,92*	1,64
3-Р	"	"	"	93,49	0,24
304	Пробоотборник ПД-3М с глубины 842 м	He обн.	3,54	39,6*	He опр.
402	То же с глубины 600 м	0,064	1,61	42,44	0,26

* N₂ — + редкие.** H₂S + CO₂.

П р и м е ч а н и е. Сл. — следы; не обн. — не обнаружено.

составляет 13 125—41 923 мг/л (6,6—17,4% экв. от суммы катионов), Br — 985—5333 мг/л (0,16—1,0% экв. от суммы анионов), В — 218—1219 мг/л (в среднем около 500 мг/л). Содержание других микрокомпонентов по результатам единичных анализов составляет (в мг/л): Sr — 10,2—12,9, Cu — 0,06—0,24, Ni — 0,045—0,1, Co — 0,01—0,1, Mn — 0,075—0,3, Zn — 0,02. Водорастворимого сероводорода в рассолах содержится немного, 11,0—59,5 мг/л. Величина коэффициента Cl/Br низкая, как правило, 42—78.

Газосодержание и компонентный состав газа, растворенного в иренских рассолах, изучены слабо. Глубинные пробы отобраны только из скважин Г-1 и 402. Газосодержание по ним составляет 202 и 350 см³ в 1 л рассола. По скважинам Г-1, 2-Р, 3-Р, 293, 306 отобран газ, выделившийся из рассола при его изливе на устье. По результатам анализа глубинных и устьевых проб газ иренских рассолов имеет азотно-метановый состав с самыми различными соотношениями между этими компонентами (табл. 3). В газе скважин 293 и 306 преобладают углеводороды (УВ). В газе скв. 2-Р преобладает азот. В пробах из скважин Г-1 и 402 азота и УВ содержится почти поровну.

Комплекс приведенных данных об условиях залегания, гидродинамике и химическом составе иренских рассолов, химическом и минералогическом составе каменной соли и ангидрита однозначно указывает на седиментационное происхождение рассолов. Они являются маточными рассолами морского бассейна, сконцентрировавшимися до стадии кристаллизации калийных солей. Обогащение маточных рассолов ионами Mg, K, Br, I, В произошло вследствие перехода хлористого натрия в твердую фазу и выпадения его из рассола в виде галита с очень незначительной примесью калийных солей (сильвин, полигалит). Низкие содержания Ca и Sr в рассолах обусловлены выпадением данных элементов в виде гипса и целести-

H ₂ S	RSH	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	n C ₄ H ₁₀
He опр.	Сл.	50,59	3,43	0,35	0,01	0,01
Сл.	"	58,474	0,678	0,02	0,001	0,001
"	"	41,189	7,574	0,04	0,003	0,005
1,18	0,04	89,24	He опр.	He опр.	He опр.	0,55
0,037	0,023	75,02	2,81	0,56	0,04	0,05
He опр.	He опр.	75,07	2,74	0,58	0,04	0,04
"	"	74,93	2,84	0,63	0,05	0,06
1,83	"	31,73	3,21	0,58	0,1	He опр.
He обн.	"	4,82	1,38	He обн.	He опр.	He обн.
1,26**	"	50,4	4,5	0,57	"	0,07
He опр.	"	49,36	5,44	0,69	0,021	0,025

на. Последнее подтверждается высоким содержанием Sg в ангидритах. О седиментационном происхождении рассолов свидетельствуют также низкие значения хлорбромного коэффициента. Остаточные рассолы были выжаты из солей под действием веса отлагающихся осадков в трещинно-карстовые коллекторы пластов гипса, преобразовавшегося впоследствии в ангидрит. Эти захороненные маточные рассолы пополнились водой, выделившейся при дегидратации гипса. Данный процесс способствовал увеличению пластового давления рассолов, благодаря чему они изливаются при вскрытии скважинами, в то время как из нижележащих подсолевых горизонтов самоизлива вод не наблюдается.

Рассолы подсолевых карбонатных отложений изучены до глубины 3100 м, включая турнейский ярус. В разрезе чередуются водонасыщенные и водоупорные разности известняков. Пьезометрический уровень воды в скважинах устанавливается на глубине 60–150 м. Пластовые воды вмещены в порово-трещинно-карстовые коллекторы. В целом породы обводнены слабо. Скважины имеют дебит преимущественно 1–100 м³/сут. Наиболее высокой обводненностью обладают известняки окского надгоризонта визейского яруса нижнего карбона. Скважины с открытым стволом мощностью 173–646 м в визейско-башкирских отложениях (включая окский надгоризонт) характеризуются дебитом воды 587–1382 м³/сут.

Рассолы подсолевых карбонатных отложений независимо от стратиграфической приуроченности в целом гидрохимически однородны. Это видно из табл. 4, в которой приведен типичный химический состав рассолов различных водоносных горизонтов и комплексов. Плотность их – 1,16–1,18 г/см³, общая минерализация – 240–280 г/л, в ионном составе доминируют Cl и Na, Ca преобладает над Mg, K содержится 1400–2200 мг/л, т.е. в 10–20 раз меньше, чем в рассолах иренского горизонта и во столько

Таблица 4

Химический состав рассолов подсолевых карбонатных отложений

№ скв., возраст горизонта	Интервал опробования, м	рН, плотность г/см ³	Основные компоненты*							
			K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
4 P ₁ a	1879– 1987	Не опр. 1,171	1958,9	76710,1	14535,0	4786,2	Не опр.	158616,1	897,6	213,5
			50,1	3335,22	725,3	393,6	”	4473,1	18,7	3,5
			1,11	74,05	16,10	8,74	”	99,30	0,42	0,08
727 P ₁ s	1865– 1950	6,0 1,170	1667,0	73424,3	12625,2	5593,6	”	152256,4	1032	219,6
			42,74	3192,36	630,0	460,0	”	4293,75	21,50	3,60
			0,99	73,81	14,57	10,63	”	99,27	0,50	0,09
502–P, P ₁ as	2360– 2410	5,50 1,155	2031,0	69346,8	14829,6	3769,6	173,1	145120,1	1114,3	н/обн.
			51,94	3015,08	740,00	310,00	6,20	4092,50	23,22	
			1,26	73,12	17,95	7,52	0,15	99,26	0,56	
7П–4, C ₃	2095– 2165	7,45 1,166	1664,0	79401,2	13627,2	4256,0	67,0	159345,5	921,8	488,0
			42,56	3452,24	680,00	350,00	2,40	4493,67	19,20	8,00
			0,94	76,26	15,02	7,73	0,05	99,26	0,42	0,18
202, C ₂ m	1893– 1907	5,56 1,172	1608,0	79892,8	14829,6	3161,6	Не опр.	159386,7	610,7	122,0
			41,12	3473,60	740,00	260,00	”	4494,83	12,72	2,00
			0,91	76,94	16,39	5,76	”	99,56	0,28	0,04
502–P, C ₂ b	2760– 2800	6,00 1,158	1923,0	74576,6	11422,8	2553,6	3,6	143329,3	872,4	219,6
			49,18	3242,46	570,00	210,00	0,13	4042,00	18,17	3,60
			1,21	79,63	14,00	5,16	Не опр.	99,27	0,45	0,09
37–Д, C ₁ v– C ₂ b	2086– 2286	6,00 1,165	1440,0	86299,5	7214,4	2067,2	33,5	152271,3	814,8	195,2
			36,83	3752,15	360,0	170,0	1,20	4294,17	16,98	3,20
			0,85	86,85	8,33	3,94	0,03	99,40	0,39	0,07
302, C ₁ t	2834– 2848	Не опр. 1,163	70253,5	16533,0	3571,4	Не опр.	147143,0	576	195,2	
			3054,5	825	293,7	”	4149,55	12,00	3,20	
			73,20	19,76	7,04	”	99,43	0,28	0,08	

* См. прим. к табл. 1.

№ скв., возраст горизонта	Основные компоненты*	Общая минерализация	Микроэлементы, мг/л		Характерные коэффициенты				
			I	В	$r \frac{Na + K}{Cl}$	$r \frac{Ca}{Mg}$	$\frac{r Cl - (r Na + r K)}{r Mg}$	$r \frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$	$\frac{Cl}{Br}$
4, P ₁ a	713 8,92 0,20	258505,4 9008,44 —	34	75	0,76	1,84	2,76	0,40	222
727, P ₁ s	499,5 6,25 0,14	247317,6 8650,20 —	10,2	39,2	0,75	1,37	2,30	0,5	304
502–P, P ₁ as	596,2 7,46 0,18	237015,3 8246,44 —	5,1	29,5	0,75	2,38	2,30	0,6	243
7П–4, C ₃	793,2 6,25 0,14	2606222,4 9054,40 —	10,2	48,3	0,77	1,94	2,85	0,4	201
202, C ₂ m	413,2 5,17 0,12	260054,6 9029,44 —	Не опр.	30	0,78	2,84	3,77	0,4	385
502–P, C ₂ b	633,7 7,93 0,19	235622,9 8143,54 —	8,9	79,4	0,8	2,71	3,57	0,4	226
37–Д, C ₁ v– C ₂ b	466,2 5,83 0,14	250853,4 8640,36 —	Не опр.	51,3	0,8	2,12	2,97	0,4	326
302, C ₁ t	675 8,45 0,3	238999,1 8346,4 —	3	51	0,73	2,81	3,72	0,3	218

же раз больше, чем в рассолах надсолевых отложений. Содержание Br — 345—720 мг/л, что в 2—8 раз ниже, чем в рассолах иренского горизонта и в 15—20 раз выше, чем в надсолевых рассолах. Содержание Sr — 215—308 мг/л (в среднем 240 мг/л), в 20 раз выше, чем в рассолах иренского горизонта.

Газонасыщенность подсолевых рассолов 1100—4000 см³/л. Водорастворимый газ содержит (в %): УВ — 22—46, N₂ — 0,5—10, CO₂ — 25—50, H₂S — 21,54%.

Рассолы подсолевых отложений ОГКМ, по классификации В.А. Сулина, относятся к хлоркальциевому типу. О генезисе рассолов данного типа существует множество гипотез, из которых ни одна не является универсальной. Отдельные гипотезы более или менее удовлетворительно объясняют происхождение некоторых гидрохимических модификаций хлоркальциевых рассолов в определенной геолого-гидрогеологической обстановке. Рассматриваемые подсолевые рассолы ОГКМ принадлежат относительно слабо выраженному хлоркальциевому типу, что следует из отношения $[r Cl - r (Na + K)] : r Mg = 2-5$. Хлорбромный коэффициент равен 200—400, т.е. колеблется около значения, присущего морской воде (300). Отношение $(r SO_4 : r Cl) \cdot 100$ пониженное и составляет 0,3—0,5. Таким образом, наиболее вероятно, что подсолевые рассолы образовались из остаточной морской воды, претерпевшей метаморфизацию, заключающуюся в десульфатизации, катионном обмене Mg воды на Ca породы и, возможно, вторичной доломитизации водовмещающих известняков.

УДК 550.4 : 551.48 : 553.068.22 (476—12)

В.М.Шиманович

ХЛОРИДНЫЙ ГАЛОГЕНЕЗ И ПОДЗЕМНЫЕ РАССОЛЫ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Целью настоящего сообщения является вопрос о реконструкции условий формирования состава рассолов, распространенных в областях древнего галогенеза хлоридного типа. При изучении подземных хлоридно-кальциевых рассолов, широко развитых в разрезе соленосных бассейнов, справедливо полагают, что как рассолы, так и соленосные толщи — продукты, образовавшиеся в процессе галогенеза из маточной рапы солеродных бассейнов. Вместе с тем чаще всего предполагается, что концентрированию в большинстве крупных соленосных бассейнов подвергалась морская вода, состав и соленость которой существенно не изменялись в течение фанерозоя [Валяшко, 1962, 1963; Страхов, 1962; и др.]. По этой причине за эталонный объект, характеризующий древнее соленакопление, обычно принимают современный галогенез. Степень сгущения и состав рапы древних солеродных бассейнов легко идентифицируются исходя из минерализации (хлоридности) подземных подсолевых рассолов и присущих им гидрохимических коэффициентов.

Такой подход к выяснению гидрохимической истории рассолов не только недостаточен, но и ошибочен, поскольку не учитывает современных представлений о геохимических типах галогенеза и галогенных формаций.

Состав сгущающейся маточной рапы определяется, как известно, не только степенью сгущения, но и исходным составом вод, подвергающихся концентрированию посредством испарения, т.е. зависит от источников водно-солевого питания солеродного водоема. В реальных бассейнах к преобладающей массе морской воды всегда в том или ином количестве подмешиваются речные и грунтовые воды континентального стока, воды глубоких горизонтов осадочного чехла и в некоторых случаях магматогенные. В связи с этим состав вод, участвующих в галогенезе, может быть достаточно разнообразным.

Совершенно очевидно, что тип ассоциаций минеральных индивидуумов, образуящихся непосредственно из рапы, тип парагенезисов соленосных пород и в конечном итоге геохимический тип галогенеза (хлоридный, сульфатный, содовый) непосредственно унаследованы от ионно-солевого состава (типа) рапы [Баталин, Станкевич, 1981; Валяшко, 1962; Страхов, 1962]. Галогенез как геологическое явление как бы "проявляет" и делает контрастнее основные специфические черты химического состава вод солеродных бассейнов. Поэтому принадлежность участвующей в эвапоритовом процессе рапы к одному из трех гидрохимических типов (содовый, или карбонатный, хлоридный, сульфатный с сульфатно-натриевым и сульфатно-магниевым подтипами), выделяемых М.Г.Валяшко [1962], обычно легко устанавливается по вещественному составу минералов и пород, слагающих галогенные формации.

Так, в современной морской воде, относимой [Валяшко, 1962] к сульфатному типу, исходя из соотношений $Ca < SO_4 < Cl$ и $Na < Cl < Na + Mg$, можно предположить, что какая-то часть сульфатных ионов связана с Mg. При концентрировании такой воды наряду с гипсом, галитом, хлоридами Mg и K осаждаются сульфатные соли Mg – типопределяющие для данной разновидности галогенеза.

Специфическими чертами галогенеза хлоридного типа являются практически полная бессульфатность рапы и солей (из сульфатов осаждается только ангидрит), присутствие в водной фазе хлоридов Ca, а в соленосных толщах – тахгидрита.

Содоносные формации, образующиеся в континентальных условиях, появились в геологической истории сравнительно недавно [Жарков, 1978] и характеризуются наличием таких минералов, как трона, нахколит, гейдусит, давсонит и др., а в рапе – легкорастворимых карбонатов и гидрокарбонатов Na и K.

Наибольший интерес и наибольшее распространение имеют галогенные формации сульфатного и хлоридного типов. Древнейшие палеозойские соленосные толщи, формировавшиеся от кембрия до середины перми, представлены исключительно галогенными формациями хлоридного типа [Жарков, 1978]. В пермское время накопился почти весь объем палеозойских калиевых и магниевых солей сульфатного типа. В последующее, мезозойско-кайнозойское время, формировались как хлоридные, так и сульфатные формации; появился новый – содовый тип галогенных формаций, а в пределах первых – новые подтипы [Жарков, 1978; Жарков и др., 1981].

В истории соленакопления фиксируется, таким образом, отчетливая эволюция гидрохимических типов галогенных формаций, связанная с закономерным изменением палеотектонических обстановок садки солей [Жарков, 1978; Жарков и др., 1981] и характера питающих провинций (Холодов, 1975), а также с направленной эволюцией состава атмосферы, вод Мирового океана и континентального стока [Яншин, 1977] в течение фанерозоя.

Специфические особенности галогенеза различных типов проявляются на всех этапах седиментации, но наиболее отчетливо — на стадии садки калиево-магниевого солей, реализующейся в полноразвитых галогенных формациях.

Для галогенных формаций сульфатного типа, возникающих из нормально-морской или близкой к ней по составу воды, наряду с галитом, сильвином и карналлитом характерны сульфатные и комплексные (двойные и тройные) хлоридно-сульфатные соли K, Mg и, реже, Na (эпсомит, каинит, лангбейнит, полигалит, глазерит и др.). Соленакопление, как и в хлоридном галогенезе, может завершаться садкой бишофита, но обязательно с сопутствующими сульфатами Mg или полигалитом [Валяшко, 1962]. Таковы пермские солёные толщи Центрально-Европейского бассейна, Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин, неогеновые — Предкарпатского прогиба.

В бессульфатных (хлоридных) галогенных формациях, к которым относятся нижнекембрийские солёные толщи Ангаро-Ленского бассейна, девонские — Днепровско-Донецкой впадины, меловые — Бразилии (впадина Сержип), Конго, Габона, Таиланда и многие др., зона калиево-магниевого солей, залегающая над галитовой, представлена только хлоридными минералами, преимущественно сильвином и карналлитом, реже бишофитом и (или) тахгидритом.

К данному типу формаций относятся и девонские евлановско-ливенская (верхнефранская) и данково-лебединская (верхнефаменская) галогенные формации Припятского прогиба. Отсутствие в их разрезе типичных для "нормального" морского галогенеза простых и комплексных сульфатных и сульфатно-хлоридных солей K и Mg свидетельствует о полной бессульфатности рапы девонских солеродных бассейнов, существовавших на территории прогиба. В зоне калиево-магниевого солей, представленной галитом, сильвином и карналлитом, не развиты также полигалит и магнезит-ангидритовый минеральный парагенезис, образующийся при галогенезе сульфатного типа как характерные метаморфогенные "постоянные" фазы.

Глобальное распространение хлоридных эвапоритовых формаций и их преобладание в допермской истории Земли, конечно, не случайны и свидетельствуют о столь же широком развитии обессульфаченных солеродных водоемов, благоприятных для накопления CaCl_2 . Причины, приводившие в отдельных солеродных бассейнах к дополнительному, по сравнению с океаном, обессульфачиванию морской воды, до конца не выяснены. Ясно, что процессы метаморфизации морской воды и ее концентратов наиболее успешно могли реализоваться в относительно изолированных водоемах на фоне общего пониженного уровня сульфатности вод океана в раннем и среднем палеозое, более высокого парциального давления CO_2 в атмосфере и, как следствие, повышенной концентрации $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ в водах континентального стока. Взаимодействие последней соли с MgSO_4 сгущающейся морской воды приводило к их обменному разложению и осаждению в виде

доломита и гипса. Обессульфачиванию рассолов способствовало и появление CaCl_2 как одного из продуктов реакции между $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и MgCl_2 рапы, а также катионного обмена между рапой и приносимой извне глинистой взвесью. Накопление в жидкой фазе CaCl_2 , последовавшее вслед за исчерпанием ресурсов MgSO_4 в рапе, знаменовало изменение гидрохимического типа водоема с сульфатного на хлоридный.

Вероятно, подобные условия существовали и во время позднедевонского галогенеза в Припятском прогибе. Далеко зашедшей в прямом направлении метаморфизации благоприятствовала палеогеографическая обстановка в районе Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Удлиненная в плане форма бассейна и одностороннее питание его морской водой, наличие поперечных перемычек типа Брагинско-Лоевского выступа, расчленивших водоем на ряд суббассейнов и затруднявших отток в океан концентрированной рапы, аридный климат и некоторые другие факторы создавали условия не только для сгущения и горизонтальной дифференциации рапы по солености, но и для ее синхронной метаморфизации под влиянием континентальных вод, поступающих по всему периметру бассейна. Поскольку соленакопление в Припятско-Днепровско-Донецком авлакогене протекало на стадии активного рифтогенеза [Конищев, 1975; Тектоника..., 1979], нельзя отрицать и возможного участия в метаморфизации рапы хлоридных кальциево-натриевых вод и рассолов, разгрузившихся в солеродные бассейны из нижних горизонтов осадочного чехла. Их доля в настоящее время точно не установлена, однако, по-видимому, нет оснований приписывать этому метаморфизирующему агенту главенствующую роль, как полагают некоторые исследователи.

Таким образом, основной гидрогеохимический вывод, который следует из рассмотрения процессов метаморфизации рапы в солеродных бассейнах хлоридного типа, — это признание факта удаления MgSO_4 и параллельного накопления в рассолах CaCl_2 . Появление этой соли в рапе уже на стадии садки солей, до ее поступления в подсолевые горизонты, доказывается обширным геологическим материалом.

Так, о присутствии значительных количеств CaCl_2 в рапе девонских солеродных бассейнов Припятского прогиба свидетельствуют состав рассолов включений в галитах соленосных толщ, состав реликтовых рассолов, вскрываемых при проходке горных выработок на территории калийных рудников [Богомоллов и др., 1968; Варламов и др., 1980], а также постоянное нахождение CaCl_2 в составе водных вытяжек из соляных пород и не-солевых прослоев [Ляхович, 1969; Девонские..., 1982]. Корректность реконструкции гидрохимического типа галогенеза подобным способом подтверждает работа Ю.Ф.Кореннова [1981], в которой проведено сопоставление составов рапных рассолов современных водоемов, водных вытяжек из соляных пород и химического состава газово-жидких микровключений в седиментационных галитах. Отмеченные [Девонские..., 1982] факты устойчивой прямой связи содержаний хлоридов Ca и Br , а также приуроченности наиболее высоких концентраций CaCl_2 к горизонтам калийных солей свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что CaCl_2 присутствовал в рапе бассейнов Припятского прогиба на всех стадиях галогенной седиментации и прогрессивно накапливался в водной фазе, отражая стадии ее концентрирования.

Содержание CaCl_2 в рапе могло достигать в итоге величин, сравнимых с концентрациями этой соли в подземных рассолах многих эвапоритовых бассейнов. Поэтому проводя палеогидрогеохимические исследования в областях развития хлоридных галогенных формаций, к которым относится и Припятский бассейн, можно говорить только о *дополнительном* обогащении рассолов CaCl_2 в зоне катагенеза. Степень вторичной обогащенности рассолов Са, как показано ниже, определялась гидрогеологическими и термодинамическими условиями в конкретном бассейне.

Вместе с тем необходимо отметить, что наличие двух основных типов галогенных формаций, с одной стороны, и удивительное однообразие залегающих под ними и внутри них практически бессульфатных хлоридно-кальциевых рассолов седиментационно-эвапоритового генезиса — с другой, явилось очевидной причиной многих противоречий и разногласий в вопросах о происхождении рассолов, бытующих до сих пор в гидрогеологии. Незнание или недооценка гидрогеологами достижений в теории галогенеза и безоговорочное признание постулата о неизменности состава вод Мирового океана в фанерозойской истории способствовали распространению "сульфатной" схемы эволюции подсолевых рассолов на все соленосные бассейны. Именно так, без учета гидрохимического типа галогенных формаций, реконструируют условия формирования подземных рассолов многие исследователи [Альтшулер, 1974; Геохимия..., 1965; Смирнов, 1974] по Ангаро-Ленскому, Припятскому и ряду других бассейнов.

Для объяснения путей и способов метаморфизации маточной рапы в подсолевых горизонтах без учета вещественного состава перекрывающих соленосных толщ, очевидно, не может существовать единой и универсальной схемы, поскольку состав вод и рассолов, их породивших, был качественно различен. Ясно, что после опускания сульфатных и хлоридных рассолов в недра Земли их дальнейшая геохимическая история в области катагенеза будет различной. Метаморфизация сульфатной рапы (обессульфачивание и появление хлоридов Са) сопряжена с образованием ангидрита и одновременной доломитизацией карбонатных пород по схеме Гайдингера, а после исчерпания MgSO_4 — с доломитизацией карбонатов по схеме Мариньяка. В районах развития хлоридных галогенных формаций основное значение для метаморфизации рассолов имеет только последняя реакция.

Общим для большинства крупных, обычно нефтегазоносных, осадочно-породных бассейнов с мощными соленосными толщами, независимо от гидрохимического типа последних, была сходная гидрогеологическая и геохимическая ситуация, благоприятная как для редукции сульфатов, так и для накопления в рассолах Са. В Припятском прогибе течению этих основных процессов метаморфизации рассолов и доломитизации карбонатных отложений на стадии катагенеза способствовали наличие в породах рассеянного органического вещества, углеводородный характер водорастворимых газов, высокая упругость углекислоты в подземной гидросфере, повышенные и высокие палеотемпературы (до $200\text{--}240^\circ\text{C}$) [Ажгиревич, 1976] и достаточный резерв магния, поступавшего в подсолевые горизонты с рапой.

Катагенетическое преобразование химического состава рапы осуществлялось практически сразу же за ее внедрением в подсолевые коллекторы. Высокая динамичность подземных вод и рассолов на этом этапе, связанная

с отжимом рапы из уплотнявшихся соленосных толщ [Шиманович, 1978], приводила к тому, что с одним и тем же объемом пород могли реагировать все новые и новые порции магнийсодержащей рапы, а продукты реакции отводились с потоком движущихся вниз по пластам рассолов. Поэтому интенсивная, а в ряде случаев полная доломитизация отложений могла происходить даже при их взаимодействии с хлоридной рапой, изначально содержавшей в своем составе CaCl_2 . Как известно, присутствие этой соли, в соответствии с законом действующих масс, должно препятствовать течению реакции Мариньяка, идущей в прямом направлении.

Гидрогеохимический и минералого-петрографический итог взаимодействия подсолевых отложений с хлоридной и сульфатной рапой в общем примерно одинаков: формируются бессульфатные хлоридно-кальциевые рассолы и доломиты. Единственное явное различие должно состоять в большем количестве новообразованного (по реакции Гайдингера) ангидрита, ассоциирующего с вторичным доломитом в случае воздействия на породы сульфатной рапы.

Классическая схема реконструкции состава рапы древних солеродных бассейнов приемлема, таким образом, только для областей развития калиеносных формаций сульфатного типа, образовавшихся из "нормальной" морской воды. Для бассейнов, содержащих хлоридные формации, она приложима лишь частично. Как показано [Шиманович, 1982] на материале Припятского прогиба, типичного бассейна с хлоридными соленосными толщами, современные концентрации CaCl_2 , достигающие 300 г/л и более, на 47–75% могли сформироваться на поверхностном этапе.

Интенсивность обменных процессов, протекавших по схеме Мариньяка между рассолами и породами, зависела, естественно, от литолого-фациальных и фильтрационных характеристик последних, структурно-тектонического положения водоносных комплексов и отдельных блоков, скорости фильтрации и состава рассолов, термобарических условий и т.д.

Полагая, что концентрации и соотношения основных компонентов, в частности Са и Mg, в рассолах газовой-жидких включений в галитах соленосных толщ не претерпели значительных изменений по сравнению с рапой, что, по-видимому, отвечает действительности [Шиманович, 1982], можно оценить степень дополнительного обогащения рассолов Са в различных водоносных комплексах Припятского прогиба.

Наименее преобразованными по сравнению с рассолами включений оказались, как и следовало ожидать, исходя из особенностей местонахождения и условий протекания химических реакций в относительно закрытых системах, седиментационные рассолы несолевых прослоев, а также рассолы, полученные при проходке горных выработок и бурении шпуров в районе Старобинского месторождения калийных солей [Богомолов и др., 1968; Варламов и др., 1980]. При близкой минерализации рассолов включений (ориентировочно 380–480 г/л)¹ и несолевых прослоев (364–496 г/л) степень метаморфизации (СМР) последних, представленная как величина $\text{СМР} = \frac{\text{ЭСа}}{\text{ЭСа} + \text{ЭMg}}$ [Шиманович, 1982], незначительно выше – соответственно 0,607 и 0,742 (отношение $\frac{\text{ЭСа}}{\text{ЭMg}}$ равно 1,685 и 2,921).

Рассолы межсолевого и подсолевого комплексов обычно имеют несколь-

¹ Оценка произведена с учетом растворимости галита.

ко меньшую минерализацию (от 300 до 463 г/л при средних значениях соответственно 339 и 363 г/л), чем рассолы включений и соленосных толщ, что связано с частичным разбавлением рапы первичными седиментационными водами [Шиманович, 1978], но характеризуются величинами бромхлорного и магнийхлоридного коэффициентов [Валяшко, 1962; Геохимия..., 1965], отвечающими стадиям сгущения рапы от галитовой до карналлитовой. Тем не менее для рассолов, имеющих одинаковую или близкую величину названных коэффициентов (одинаковую стадию сгущения), установлена значительно большая относительная обогащенность подсолевых и межсолевых рассолов кальцием по сравнению с рассолами соленосных толщ. Максимальная величина СМР нередко достигает здесь 0,934—0,973, что соответствует отношению ЭСа/ЭМg 20,2—35,8.

Основная масса рассолов межсолевого и подсолевого комплексов имеет более низкие значения СМР, причем в распределении их по площади и в разрезе рассолоносных горизонтов наблюдается четкий структурно-тектонический и литологический контроль, отражающий различные условия доломитизации пород. Наиболее метаморфизованные рассолы приурочены, как правило, к сводовым частям локальных структур, карбонатные породы в пределах которых менее глинистые и обладают повышенными коллекторскими свойствами. Показательно также, что подсолевые рассолы в целом более метаморфизованы, чем межсолевые. Это связано с повышенной проницаемостью и однородностью подсолевых пород и с воздействием на них более высоких палеотемператур. Еще значительнее разница в степени метаморфизации рассолов карбонатных и глинисто-карбонатно-терригенных разрезов этих комплексов. Для первых она составляет в среднем 0,823 (межсолевые отложения) — 0,885 (подсолевые), а для вторых, где условия доломитизации пород были менее благоприятными, соответственно 0,772—0,796, т.е. почти столько же, сколько у слабо метаморфизованных рассолов соленосных толщ.

Таким образом, сравнительный анализ гидрогеохимического и литологопетрографического материала по галогенным и подсолевым формациям позволяет построить геологическую модель доломитизации подсолевых карбонатных отложений и синхронной метаморфизации рассолов Припятского прогиба под действием обессульфаченной хлоридно-кальциевой рапы, образующейся при галогенезе хлоридного типа. Данная модель, вероятно, применима и для других соленосных бассейнов.

В областях развития галогенных формаций хлоридного типа образуются бессульфатные хлоридно-кальциево-натриевые рапные рассолы, доломитизирующая способность которых определяется исходным соотношением ЭСа/(ЭСа + ЭМg) в жидкой фазе рапы, термобарическими и другими условиями. Современные концентрации Са и Мg сформированы в два этапа — в галогенезе и при катагенетической доломитизации. Динамичность рассолов, высокая упругость CO₂ и достаточные палеотемпературы способствуют протеканию реакции Мариньяка до значений ЭСа/ЭМg = 20—35 или СМР = 0,93—0,97 даже при высоких исходных величинах степени метаморфизации рапы. Последняя, по данным включений в галитах соленосных толщ Припятского прогиба, достигала 0,75.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгиревич Л.Ф.* Катагенез и палеотермия пород платформенного чехла Припятского прогиба. – В кн.: Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976, с. 61–73.
- Альтшулер П.Г.* Геохимия подземных вод Припятского нефтегазоносного бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1974. 20 с.
- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф.* Гидрогеохимические типы галогенных формаций и их минерагеническая специализация. – В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 31–37.
- Богомолов Г.В., Лутинович Ю.И., Кислик В.З.* О природе рассолов в калийных горизонтах Старобинского месторождения. – ДАН БССР, 1968, т. 12, № 4, с. 370–372.
- Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Валяшко М.Г.* О постоянстве состава воды Мирового океана. – Вестник МГУ. Сер. 4, Геология, 1963, № 1, с. 18–27.
- Варламов А.А., Козлов С.С., Маргеева Л.И.* О природе рассолопроявлений в рудниках Старобинского месторождения калийных солей. – ДАН БССР, 1980, т. 24, № 11, с. 1022–1025.
- Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра/ М.Г.Валяшко, А.И.Поливанова, И.К.Жеребцова и др. М.: Наука, 1965. 160 с.
- Девонские соленосные формации Припятского прогиба/ Р.Г.Гарецкий, В.З.Кислик, Э.А.Высоцкий и др. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.
- Жарков М.А.* История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М.* и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения. – В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 3–22.
- Конищев В.С.* Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.
- Кореннов Ю.Ф.* Исследование химического состава каменной соли как один из путей уточнения условий генезиса эвапоритовых формаций и внутрисолевых подземных рассолов. – В кн.: Актуальные вопросы гидрогеологии промышленных, термальных и минеральных вод. М.: ВСЕГИНГЕО, 1981, вып. 142, с. 56–63.
- Ляхович О.К.* Вещественный состав галопелитов Старобинского месторождения. – В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 301–302.
- Смирнов С.И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1974. 264 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.
- Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
- Холодов В.Н.* Об эволюции питающих провинций в истории Земли. – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191–209.
- Шиманович В.М.* Палеодинамика рассолов соленосных толщ Припятской впадины. – ДАН БССР, 1978, т. 22, № 9, с. 821–824.
- Шиманович В.М.* Процессы доломитизации пород и эволюция подземных рассолов. – В кн.: Гидрогеология и нефтегазоносность. Минск: Наука и техника, 1982, с. 161–178.
- Яншин А.Л.* Основные проблемы соленакопления. – В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 5–15.

Г.В. Бельтюков

ГИДРОХИМИЯ РАССОЛОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

При общей характеристике гидрогеологического разреза Верхнекамского соленосного бассейна здесь, как и в других соляных месторождениях, можно выделить надсолевые, межсолевые и подсолевые воды. Возможно, спорадически на участках выклинивания соляной толщи и в зонах древнего выщелачивания распространены боковые или околосолевые воды. В горных выработках калийных рудников Верхнекамского месторождения, кроме указанных, широко распространены рудничные рассолы антропогенного происхождения — конденсационные и закладочные. Они представляют собой совершенно отдельный обособленный тип вод, не связанный с другими природными водами. Различное влияние на разработку месторождения оказывают надсолевые воды и рудничные рассолы, которые активно вызывают процессы выщелачивания, создавая различные формы и образования. Все рассолы по классификации М.Г. Валяшко относятся к хлоридному типу.

НАДСОЛЕВЫЕ ВОДЫ

К надсоляному комплексу пород приурочена зона активного водообмена, нижней границей которой на участках локальных поднятий является кровля соленосной толщи — соляное зеркало. В депрессиях поверхности соляной залежи обычно накапливаются высокоминерализованные рассолы. Эти участки представляют собой застойные зоны надсолевого водоносного комплекса.

Верхняя надсолевая зона обладает ясно выраженной самостоятельностью и характеризуется гидродинамическими свойствами, не зависимыми от нижнего подсолевого комплекса. Все надсоляные породы мощностью 100–300 м в той или иной степени обводнены. Они отличаются разнообразным литологическим составом и на различных участках характеризуются разной степенью трещиноватости, поэтому водообильность их, а следовательно, и химический состав изменяются в широких пределах. Наиболее высокая водообильность пород обычно наблюдается в присводовых частях брахиантиклинальных структур.

Фациально невыдержанные различные литологические разности надсоляных пород в зонах повышенной трещиноватости образуют единый водоносный комплекс. Отдельные водоносные горизонты его слабо изолированы друг от друга прослоями водонепроницаемых пород, являющихся относительными водоупорами. Гидравлическая связь между горизонтами прослеживается по проникновению более минерализованных вод из нижних горизонтов в верхние и отчетливо фиксируется как в присводовой части Березниковского поднятия (скв. 2/53), так и на других участках (скважины 84, 89, 82 и др.).

В зависимости от литолого-петрографического состава, структурных и геоморфологических условий, определивших неодинаковую расчлененность

рельефа и промытость водоносных толщ, на территории Пермской области выделен ряд гидрохимических провинций и областей. Самостоятельная гидрохимическая область Соликамской депрессии, где в надсоляной толще выделено до шести водоносных горизонтов (серий), является частью гидрохимической провинции подземных вод Предуральяского прогиба. Надсолевой водоносный комплекс, соответствующий зонам эпигенеза и гидрогенеза, включает верхние гидрогеохимические зоны, соответствующие гидродинамической зоне активного водообмена. Для этих зон характерны интенсивное выветривание горных пород за счет кислорода подземной атмосферы и вынос растворенных веществ к дренам. Нижняя часть зоны гидрогенеза (в депрессиях соляного рельефа) отличается иногда появлением восстановительной обстановки.

Во всем надсолевом водоносном комплексе можно выделить три вертикальные гидрохимические зоны. В верхней части разреза преобладают воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации (по классификации Г.А. Максимовича [1955]), характерной для водоносных серий пестроцветной, известняково-песчаниковой, известняково-мергелистой толщ. Ниже находится зона более минерализованных вод в основном сульфатно-кальциевого состава, приуроченная к глинисто-мергелистой толще. Хлоридно-натриевые рассолы заключены в нижней части глинисто-мергелистой толщи и в переходной толще.

При разработке месторождения большое значение имеют воды, непосредственно приуроченные к кровле соляной залежи. Это естественные карстовые рассолы, формирующиеся в результате выщелачивания слабоминерализованными водами каменной соли переходной и покровной толщ в процессе движения подземных вод от областей питания к областям разгрузки. Степень минерализации надсолевых вод зависит от условий залегания пород и характера водообмена. Наибольшую минерализацию имеют воды, приуроченные к синклиналим участкам. В зависимости от глубины проникновения в каменную соль минерализация их достигает 280 г/л и более, а соотношение процентного содержания основных компонентов почти не изменяется. Эти воды характеризуются следующим содержанием ионов, %: Cl^- — 49–60, Na^+ — 28–38, Ca^{2+} — 1–5, SO_4^{2-} — 1–8, K^+ — 0,05–1. Удельный вес изменяется от 1,003 до 1,179 (табл. 1). Рассолы в небольших количествах содержат Br, I и свободный H_2S , которые придают им целебные свойства. На участках разведочных скважин и шахтных стволов, вскрывших подстилающую каменную соль, возможен контакт надсолевых хлоридно-натриевых рассолов с калийно-магниевыми пластами. В этом случае резко возрастает содержание K и Mg. Особенно это заметно на Соликамском участке, где глубина залегания калийно-магниевых солей гораздо меньше, чем в Березниках, и где процессами выщелачивания затронуты не только покровная каменная соль, но и калийно-магниева залежь. Подобное явление можно наблюдать и на участках старых рассолоподъемных скважин, которые проходились, как правило, без всякого учета литологии соленосных пород и достигали нередко пластов калийно-магниевых солей.

Предполагалось, что переходная толща водоносна повсеместно, однако проведенные Пермским геологоразведочным трестом исследования и испытания толщи показали, что она на отдельных участках практически

Т а б л и ц а 1

Характеристики надсолевых рассолов Верхнекамского месторождения

Дата отбора	Химический состав, г/л			
	KCl	NaCl	MgCl ₂	CaSO ₄
	БКР-1, ствол 4			
IX.64	1,7	109,8	Нет	2,2
IX.64	0,09	258,9	1,54	5,05
IX.64	3,87	285,5	Нет	4,92
IX.64	35,24*	73,24	252,46	0,357
	БКР-3, ствол 1			
VII.79	0,91	320,25	0,38	2,55
VIII.79	0,07	17,08	Нет	2,73
	БКР-2, ствол 1			
XI.80	23,22	75,02	11,16	1,93
X.82	25,13	109,76	11,79	2,44

* Надсолевые рассолы достигли по стволу кровли калийно-магниевых солей.

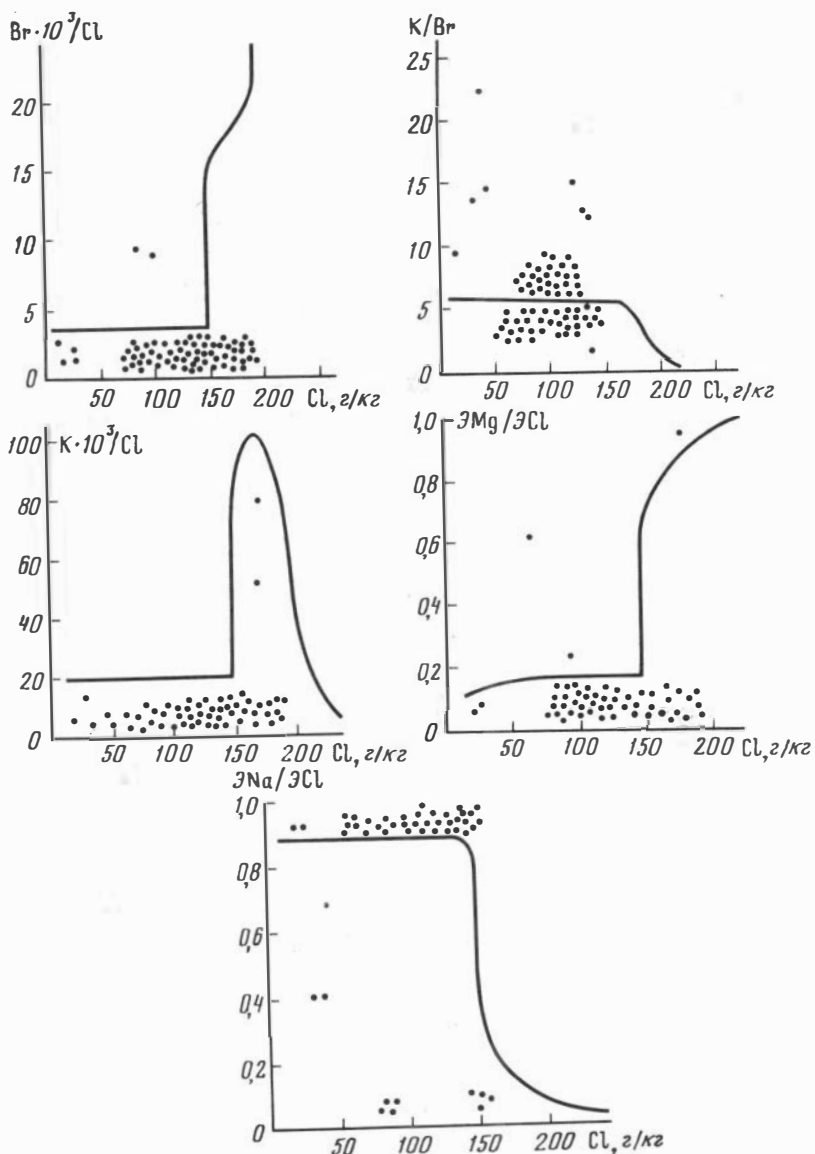
П р и м е ч а н и е: БКР — Березниковский калийный рудник.

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Дата отбора	Химический состав, г/л			Уд. вес.
	CaCl ₂	Сумма солей	Br	
IX.64	Нет	113,7	0,021	1,083
IX.64	”	265,58	0,029	1,098
IX.64	0,97	295,26	0,066	1,197
IX.64	31,58	392,81	1,6	1,250
VII.79	7,52	330,70	0,055	1,202
VIII.79	1,65	21,53	0,013	1,015
XI.80	21,93	133,26	0,21	1,095
X.82	19,86	168,98	0,256	1,110

безводна. Некоторые скважины не обнаружили никаких признаков рассолопроявлений. Как правило, рассольный горизонт отсутствует на участках понижения соляной залежи — в тех местах, где покрывающие соль глинисто-мергелистые породы весьма плотные и практически водоупорны, а трещины в них выполнены вторичной солью.

Рассолы переходной толщи следует отличать от высокоминерализованных вод глинисто-мергелистой толщи, как воды карстового типа от вод пластово-поровых. Формирование рассолов происходит за счет вод атмос-



Р и с. 1. Гидрохимические показатели надсолевых рассолов

ферного происхождения, проникающих к соляной толще и растворяющих ее.

Для более полного суждения об условиях формирования и природе надсолевых рассолов и сравнительной характеристики их с межсолевыми водами нами были рассчитаны коэффициенты, определяющие степень сгущения и метаморфизации рассолов. Значения полученных величин были

нанесены на графики изменения этих коэффициентов для морской воды на различных стадиях ее сгущения по методике М.Г. Валяшко и соавторов [1966]. Анализ фигуративных точек показал, что рассматриваемые надсолевые воды относятся в основном к рассолам выщелачивания каменной соли, которая является прочным экраном, предохраняющим калийно-магниевую залежь Верхнекамского месторождения от дальнейшего растворения. На участках разведочных скважин и шахтных стволов локально фиксируется на графиках (рис. 1) контакт надсолевых хлоридно-натриевых вод с калийно-магниевыми солями. Особенно это заметно на Соликамском участке и в рассолах старых рассолоподъемных скважин. Подобные рассолы известны в районах соленакпления на юге Сибирской платформы [Трофимук, 1972], являющихся перспективными для поисков калийных солей.

В условиях Верхнекамского месторождения надсолевые приконтактные воды оказывают существенное влияние на проходку и эксплуатацию шахтных стволов. Водопритоки надсолевых вод в стволы шахт вызывают активизацию карста на этих участках, что отрицательно сказывается на нормальной эксплуатации Верхнекамского месторождения.

МЕЖСОЛЕВЫЕ ВОДЫ

При проходке горных выработок на калийных рудниках Верхнекамского месторождения в соляной толще неоднократно наблюдались выделения рассолов различной интенсивности и продолжительности. Истечение рассолов происходило как из отдельных замкнутых полостей, как правило, в виде выбросов жидкости с газом, так и из глинистых прослоек в виде капельного выделения и малозаметных увлажнений соляных масс. Последнее явление встречается значительно чаще. Наиболее четко приток рассолов фиксируется при бурении веерных шпуров и подземных скважин, дренирующих рассолы из пересекаемых глинистых прослоек в сильвинитовой породе (пласт Кр. П).

Межсолевые воды представляют седиментационные (первичные) рассолы, сохранившиеся внутри толщи солей со времени их отложения и в той или иной степени метаморфизированные постседиментационными процессами. В начальной стадии диагенеза все трещины и пустоты в формирующихся соляных породах еще заполнены первоначальной рапой. При уплотнении и литификации соляных отложений первичные рассолы, первоначально являющиеся межкристальной рапой, отжимались как в породы, вмещающие соляную залежь, так и в различные полости, трещины, поры и глинистые прослойки самой залежи. В дальнейшем в таких нарушенных зонах из растворов вследствие их насыщенности частично выкристаллизовывались вторичные соли. Значительное количество раствора остается в жидком состоянии. В последние годы в сильвинитовой породе на Верхнекамском месторождении вскрыто немало полостей-трещин, расположенных согласно сезонной слоистости и развитых главным образом по легко разрушающимся глинистым прослойкам [Голубев, 1969]. Полости частично или полностью выполнены вторичными кристаллами гипса, галита и сильвина. Можно предполагать, что полости ранее были заполнены пересыщенными относительно этих солей рассолами. Избыток солей откладывался внача-

Т а б л и ц а 2

Характеристика межсолевых рассолов различных соляных месторождений

Химический состав, г/кг						Br/Cl	Удельный вес
NaCl	KCl	MgCl ₂	CaCl ₂	CaSO ₄	Сумма солей		
Верхнекамское месторождение							
БКР-1							
37,38	43,58	129,08	89,03	0,20	299,27	67,6	1,276
30,10	36,09	162,69	81,07	0,19	310,05	64,9	1,294
29,22	38,36	156,88	79,06	0,13	303,65	48,2	1,280
33,33	32,78	155,22	48,90	0,20	270,43	49,0	1,275
БКР-2							
27,32	24,60	173,24	83,55	0,04	308,15	29,28	1,292
22,47	27,23	177,85	85,17	0,05	312,13	28,29	1,292
88,60							
70,95	45,47	77,51	88,60	0,18	282,11	37,22	1,258
СКР-1							
45,51	41,97	137,80	70,10	Сл.	295,38	50,6	1,27
Старобинское месторождение							
29,52	26,54	67,32	205,15	Нет	328,53	10,2	1,250
Стассфуртское месторождение							
60,00	26,00	103,00	59,00	0,7	248,70	—	—
61,00	23,00	62,00	99,00	0,3	245,30	—	—

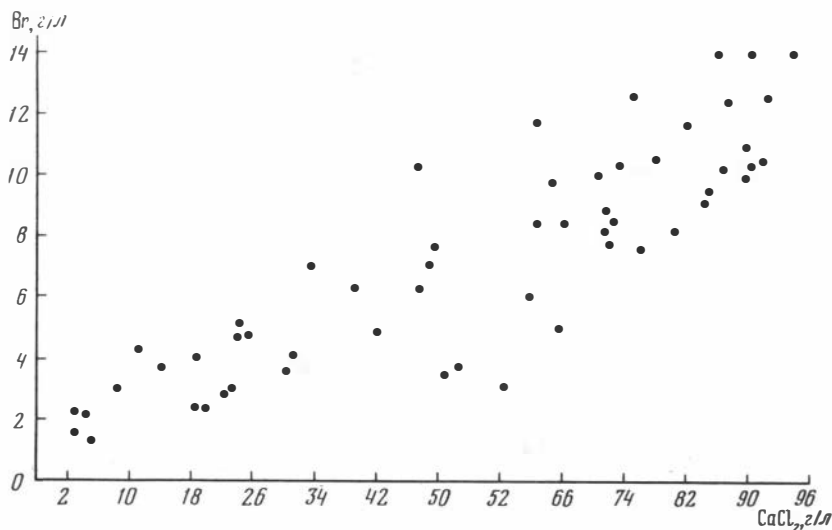
П р и м е ч а н и е: Калийные рудники: БКР – Березниковский, СКР – Соликамский

ле в виде мелких, а затем и крупных кристаллов. Среди последних встречаются индивиды вытянутой и изогнутой формы. Они обнаружены в периферических сужениях полостей, а в пустотах, развитых по глинистым прослойкам, являются единственными представителями минеральных новообразований.

Поэтому химические составы межсолевых рассолов определяются в основном составами рапы геологических бассейнов, в которых формировались соляные залежи. Химические составы рассолов на различных месторождениях большей частью близки между собой [Бельтюков, 1970].

Рассолы отличаются повышенной минерализацией (до 320 г/кг), обогащены CaCl₂ и бромидами. В табл. 2 приведены анализы рассолов Верхнекамского месторождения калийных солей, в том числе состав рассола из сильвинита, полученного в 1930 г. на Соликамском руднике I и поступавшего по каплям более 3 лет [Иванов, 1934]. Для сравнения показаны анализы капельных рассолов из сильвинита Старобинского месторождения [Богомолов и др., 1968] и рассолов из стассфуртских соляных залежей, отобранных на глубине 300 м на границе ангидрита и соляной глины [Вант-Гофф, 1936].

Особенностью рассолов является наличие CaCl₂, отсутствующего в твердой фазе. С накоплением его тесно связана концентрация бромидов в раст-



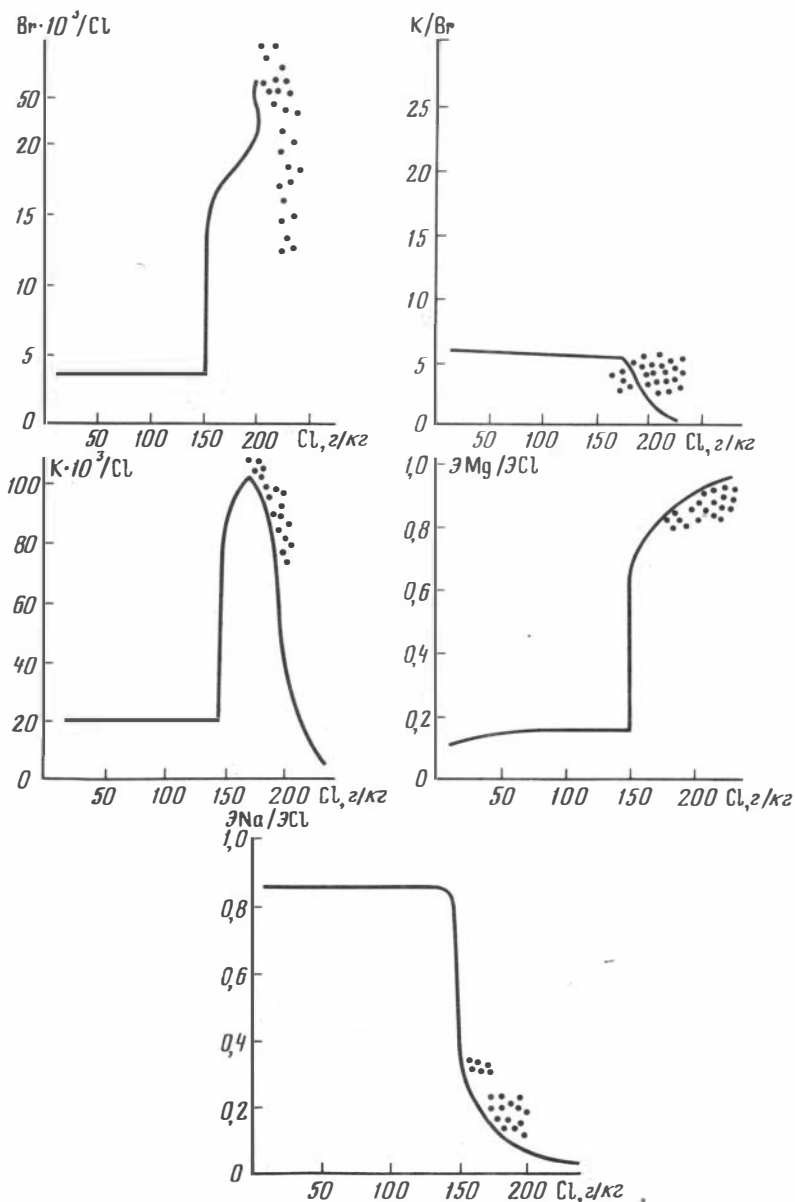
Р и с. 2. Изменение содержания Br в зависимости от содержания хлористого кальция

воре, достигающая 13,5 г/кг. Как правило, Br обогащаются только те растворы, которые поступают в незначительном количестве из глинистых прослоек и имеют большие концентрации CaCl_2 . Графическая обработка CaCl_2 (рис. 2). Подобные результаты были получены для пластовых вод терригенных отложений нижнего девона на территории Куйбышевского Поволжья [Козин, 1959].

Обогащение рассолов CaCl_2 отмечено и для других районов соленакопления — Старобинского и Стассфуртского месторождений (см. табл. 2), соленосных отложений кембрия Восточной Сибири [Пиннекер, 1966], верхней юры Туркмении [Добров, 1961].

Существование хлоридно-кальциевых рассолов тесно связано с соляными глинами. Эти растворы перемещаются в узких пространствах нарушенных зон в соляной толще (пор, трещин, глинистых прослоек) и на значительном протяжении своего пути, взаимодействуя с твердой фазой, обогащаются более растворимыми солями — хлоридами Ca и бромиды. Так, результаты экспериментального изучения процессов диффузии и диффузионного выщелачивания солей в различных глинистых породах, в том числе в мергелях кунгурского яруса в Соликамске [Приклонский, Окнина, 1960; и др.], показали, что в выщелоченных глинах наблюдается увеличение дисперсности в результате резкого уменьшения концентрации водорастворимых солей порового раствора. В образцах после выщелачивания поглощенный комплекс почти полностью насыщался Ca. Таким образом, CaCl_2 появляется в результате реакций катионного обмена с глинами.

Бром-ион концентрируется собирательным растворением изоморфной примеси бромида из кристаллов хлористых солей. Это объяснение согласуется также с появлением вторичных кристаллов галита, сильвина,



Р и с. 3. Гидрохимические показатели межслоевых рассолов

карналлита в небольших озерах, распространенных в рудниках Верхнекамского месторождения.

Поступающий в раствор $CaCl_2$ понижает растворимость хлоридов K и Mg и вызывает пересыщение растворов и кристаллизацию из них солей. Кристаллы растут только из пересыщенных растворов, и высаливающим

эффектом обусловлены вторичные образования на стенках трещин. В узких периферийных участках при относительно малых объемах жидкости возникали большие перенасыщения, что незамедлительно вызывало увеличение линейного роста кристаллов и искажение их формы.

Изменение состава рассола имеет тенденцию совершаться в сторону обогащения жидкой фазы солями двухвалентных металлов, как наиболее выгодной комбинации, приводящей к максимально возможному понижению энергии системы. Преобладание Mg и Ca в жидкой фазе и высокие концентрации бромидов отвечают глубокой метаморфизации рассолов, совершающейся на пути их медленной миграции в соляной толще.

Таким образом, наличие рассолов, богатых CaCl_2 и бедных хлоридами K и Mg, вовсе не указывает на отсутствие в соленосных отложениях калийно-магниевого солей, как это предполагают некоторые исследователи. Это обстоятельство надо иметь в виду при поисках калийных солей, в частности в Восточной Сибири.

Подобные хлоридно-кальциевые рассолы, отжатые из глин и отобранные в зонах развития мыдлярки (глины, обедненные галитом) на Стебниковском месторождении калийных солей, отличаются отсутствием сульфатов, содержанием Br до 10 г/л и минерализацией до 320 г/кг [Богашова и др., 1971]. Они представляют, по мнению указанных авторов, захороненные рассолы солеродного бассейна, в различной степени метаморфизированные в постседиментационный период в результате взаимодействия с вмещающими породами.

Для выяснения условий формирования и природы межсолевых рассолов, подобно надсолевым водам, произведена графическая обработка анализов по методике М.Г. Валяшко (рис. 3). Анализ нанесенных фигуративных точек показал, что исследуемые рассолы относятся к седиментационным, в различной степени метаморфизированным. Изменения в составе первичных рассолов выразились в потере из них SO_4^{2-} и эквивалентного ему количества Mg, частичной замене последнего ионами Ca^{2+} и увеличении содержания иона Cl^- .

Межсолевые рассолы, в связи с ограниченным количеством и насыщенностью солями, не представляют серьезной опасности для рудников и не оказывают заметного влияния на эксплуатацию месторождения, но в случае значительных и внезапных выбросов создают временные помехи в работе. Кроме того, наличие в горных выработках влажных, механически непрочных глинистых прослоек, приводит к отслоению и обрушению отдельных участков кровли и стенок горных выработок.

ПОДСОЛЕВЫЕ ВОДЫ

Подстилает соляную залежь кунгурский сульфатно-галогенно-карбонатно-терригенный комплекс, который объединяет подземные воды пород кунгурского яруса. Здесь развиты в основном воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 300 г/л. В породах филипповского горизонта мощность водосодержащей пачки известняков составляет 50 м. По химическому составу воды горизонта относятся к хлоридно-натриевым рассолам с минерализацией 312 г/л. Содержание K, Mg, Br и значения удельных весов выражаются цифрами, во много раз меньшими, чем в описанных вы-

ше межсолевых рассолах; поэтому эти воды вряд ли можно относить к типу седиментационных.

Нижнепермские отложения на всей территории Соликамской впадины содержат высокоминерализованные рассолы хлоридно-натриево-кальциевого состава с минерализацией более 200 г/л. В районе г. Березники самоизлив сероводородных вод из сакмарских и артинских отложений наблюдался при бурении Березниковской опорной скважины. Остаточный сероводород, определенный через 25 дней после отбора пробы, по данным И.Н. Шестова, составил 275 мг/л. Воды в значительной степени обогащены I, B, Vг и другими микрокомпонентами.

В целом полученные гидрохимические данные показывают, что подземные воды нижнепермских отложений представляют практический интерес для химической промышленности и бальнеологии. Какого-либо влияния на современную соляную залежь Верхнекамского месторождения они не оказывают.

РУДНИЧНЫЕ РАССОЛЫ

Рудничными являются рассолы антропогенного происхождения – закладочные и конденсационные. Влага, поступающая в рудник вместе с применяемыми для закладки выработанного пространства отходами переработки солей и отжимающаяся в процессе уплотнения закладочного материала в горные выработки, образует закладочные рассолы. Конденсационные или вентиляционные рассолы в калийных и каменносоляных рудниках образуются в результате взаимодействия влаги, выделяющейся из воздуха, и соляных пород.

ЗАКЛАДОЧНЫЕ РАССОЛЫ

Длительное время на калийных рудниках Верхнекамского месторождения для закладки камер, пройденных на карналлитовом пласте, используются отходы обогащения сильвинитовой и карналлитовой руды. Количество образующихся рассолов обусловлено содержанием влаги в отходах и количеством последних. Химический состав "чистых" отжимающихся в результате усадки закладочного материала рассолов определить трудно, так как в процессе просачивания в нижепройденные горные выработки они смешиваются с конденсационными рассолами, а возможно, и с межсолевыми, а также контактируют с разными соляными породами. Наиболее близкими к составу отжимающихся рассолов являются капельные воды из бункеров. Анализы отобранных в зимний период проб рассолов из бункеров показали удельный вес вод – до 1,271, минерализацию – до 380 г/л и содержание $MgCl_2$ до 300–315 г/л. Зная состав оборотных рассолов, можно дать количественную оценку агрессивного воздействия закладочных рассолов на карналлитовую породу. Расчеты показали, что разрушение карналлита в почве камеры может происходить до глубины 20 см и более. При закладке выработок в сильвините в качестве жидкой фазы применялись рассолы, насыщенные разрабатываемыми солями и поэтому заметного химического воздействия на соляные породы, в частности на сильвинит, не производили. Об этом свидетельствует и относительное постоянство химического состава оборотных рассолов.

КОНДЕНСАЦИОННЫЕ РАССОЛЫ

В пониженных частях выработок в летний период возможно накопление сконденсировавшейся влаги до 15–20 м³/сут. В результате растворяющего воздействия на соляные породы конденсационная влага обогащается хлоридами Na, K, Mg, Ca. Минерализация конденсационных рассолов по всем вскрытым пластам – 340–410 г/л, удельный вес – 1,235–1,335 г/см³, температура – 7–12°С. Рассолы бессульфатные, содержание сульфат-иона обычно не превышает 1 г/л [Бельтюков, Петруха, 1978]. Состав рассолов, формирующихся на различных пластах, зависит от ряда факторов, основными из которых являются минеральный состав солей и время существования рассола. Наиболее разнообразным химическим составом отличаются рассолы, формирующиеся на пластах красного и пестрого сильвинита. Преобладающее количество рассолов, образовавшееся в выработках по пласту красного сильвинита, имеет хлоридно-натриево-калиевый состав, по пласту пестрого сильвинита – хлоридно-магниево-калиевый. Хлоридно-натриево-калиевый состав характерен для молодых рассолов, образовавшихся 1–1,5 года назад. В дальнейшем же происходит изменение химического состава в сторону обогащения рассола ионами Ca, Mg, Br. Такое изменение состава конденсационных вод объясняется тем, что система "хлористые соли – вода" стремится к энергетическому равновесию, в процессе которого солевой фон раствора меняется. Параллельно происходит и изменение бромхлорного коэффициента от 13–20 до 35–50. В конечном итоге рассол стремится, как правило, к хлоридно-кальциево-магниево-натриево-магниево-кальциевому или хлоридно-кальциево-натриево-магниево-кальциевому составу.

Большинство рассолов, формирующихся на карналлите, имеет хлоридно-магниево-калиевый состав, что говорит, на наш взгляд, об относительном постоянстве химического состава этих рассолов во времени.

Рассолы, образовавшиеся на подстилающей каменной соли, имеют обычно хлоридно-натриево-калиевый или хлоридно-магниево-натриевый состав. Обогащение рассолов Mg происходит главным образом за счет рассолов верхних горизонтов, проникающих в виде капельных притоков через стволы скважин, ходки, бункеры, гезенки и пр.

Конденсационные рассолы в горных выработках резко преобладают над другими типами рассолов. Значительные их скопления нарушают нормальный режим работ, снижают устойчивость горных выработок, агрессивно воздействуют на горные породы и шахтное оборудование.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельтюков Г.В.* К гидрогеохимии седиментационных рассолов соляных месторождений. – Геохимия, 1970, № 9, с. 1131–1135.
- Бельтюков Г.В., Петруха В.Н.* Гидрогеохимические закономерности формирования конденсационных рассолов в калийных рудниках Верхнекамского месторождения. – Геохимия, 1978, № 4, с. 615–622.
- Богашова Л.Г., Валяшко М.Г., Садыков Л.З.* Поровые растворы глинистых пород Стебниковского месторождения. – В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 67–73.
- Богомолов Г.В., Лупинович Ю.И., Кислик В.З.* О природе рассолов в калийных горизонтах Старобинского месторождения. – ДАН БССР, 1968, т. 12, № 4, с. 370–372.
- Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Садыков Л.З.* Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1966. 72 с.

- Вант-Гофф Я.Г. Океанические соляные отложения. М.; Л.: Химтеоретиздат, 1936. 311 с.
- Голубев Б.М. О пустотах в породах калийной зоны Верхнекамского месторождения, вскрытых горными выработками Березниковского калийного рудника. — Тр. ВНИИГ, 1969, вып. 51, с. 140–153.
- Добров Ю.В. Пластовые воды гаурдакской свиты Керки-Дага. — Геология нефти и газа, 1961, вып. 2, с. 25–33.
- Иванов А.А. О воде и рассолах месторождений калийных солей — Калий, 1934, № 6, с. 7.
- Козин А.Н. Геохимическое районирование территории Куйбышевской, Оренбургской и Ульяновской областей для оценки перспектив нефтеносности. — В кн.: Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 390–394.
- Максимович Г.А. Химическая география вод суши. М.: Географгиз, 1955. 328 с.
- Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Приклонский В.А., Окнина Н.А. Диффузионные процессы в глинистых породах и их значение в гидрогеологии и инженерной геологии. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 330–335.
- Трофимук П.И. Геохимические и гидрохимические критерии калиеносности юга Сибирской платформы. — В кн.: Перспективы калиеносности Сибири. М.: Наука, 1972, с. 63–75.

УДК 550.4:553.631 (477.5)

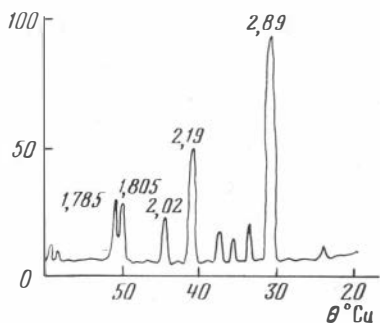
А.И. Марушкин

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТОВ ИЗ ДЕВОНСКОЙ СОЛИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

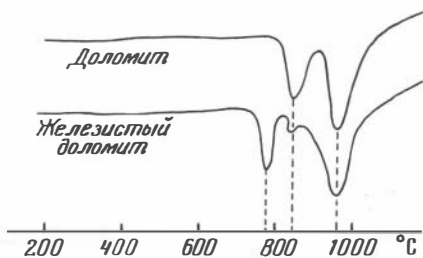
Минералы, генезис которых связан с формированием каменной соли как осадочной породы, являются ценными объектами для изучения, несущими информацию об особенностях образования и преобразования галогенных формаций. В Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ), например, установлено, что в галите девонского хлоридного бассейна преимущественно образовывался аутигенный карбонат, тогда как в галите пермского сульфатного бассейна преобладает ангидрит [Петриченко, Сливко, 1973]. По результатам изотопного анализа С аутигенных карбонатов неогеновых эвапоритов Предкарпатья подтверждено их происхождение за счет испарения морской воды [Мамчур и др., 1978]. Поэтому комплекс исследований эвапоритов обязательно включает изучение водонерастворимых остатков солей, где концентрируются такие аутигенные минералы, как карбонат, ангидрит, сульфиды, кварц и пр.

Минералого-геохимическими методами изучен карбонат из девонской каменной соли некоторых структур ДДВ. Это повсеместно распространенный аутигенный минерал, содержание которого в водонерастворимом остатке соли достигает 10%.

Визуально выделяются две генерации карбоната. Первая представлена единичными зернами желто-бурого цвета, потерявшими первоначальные



Р и с. 1. Дифрактограмма карбоната из девонской соли ДДВ



Р и с. 2. Кривые нагревания карбонатов

кристаллографические формы, раслаивающимися по спайности. Вторая, доминирующая, характеризуется ромбоэдрическими, идеально образованными кристаллами. Окраска их белая, по краям бесцветная, часто приобретает буроватый оттенок. Размер зерен и кристаллов – 0,1–2 мм. Показатели преломления карбоната следующие: $n_o = 1,682–1,703$; $n_e = 1,502–1,520$, что несколько превышает оптические константы доломита $n_o = 1,679$; $n_e = 1,500$.

Полученные дифрактограммы карбонатов полностью идентичны друг другу. Межплоскостные расстояния этих минералов (рис. 1) 2,89(10)–2,66(3)–2,19(5)–1,785(6)–1,167(4) совпадают со справочными данными доломита [Костов, 1971]. Диагностика подтверждается результатами термического анализа (рис. 2). На кривых нагревания наблюдаются эндотермические эффекты, которые соответствуют разложению карбоната на простые составляющие и диссоциации $MgCO_3$ (830°C) и $CaCO_3$ (950°C). Однако отмечается также пик 780°C, отражающий присутствие в составе карбоната Fe_2CO_3 . За счет последнего, очевидно, увеличены показатели преломления этих минералов.

Химический состав карбонатов (доломитов) определялся из мономинеральных фракций весом 2 г. Результаты анализов приведены в табл. 1. Формулы минералов следующие (номера соответствуют номерам табл. 1).

1. $Ca_{0,98}(Mg_{0,78}Fe_{0,2}Mn_{0,02})_{1,0}(CO_3)_2$.
2. $Ca_{1,02}(Mg_{0,92}Fe_{0,06})_{0,98}(CO_3)_2$.
3. $Ca_{0,98}(Mg_{0,88}Fe_{0,2}Mn_{0,01})_{1,09}(CO_3)_2$.
4. $Ca_{0,98}(Mg_{0,86}Fe_{0,2}Mn_{0,01})_{1,07}(CO_3)_2$.

В карбонатах ДДВ $Mg : Fe \geq 4$, содержание Mn незначительно, что позволяет по химической классификации [Дир и др., 1966] отнести их к железистым доломитам, за исключением обр. 2 – практически чистого доломита.

Таким образом, данные диагностики свидетельствуют о преимущественном распространении доломита–железистого доломита среди аутигенных карбонатов девонской каменной соли ДДВ.

Т а б л и ц а 1

Химический состав доломитов из девонских эвапоритов Днепровско-Донецкой впадины, вес. %

Окисел	1	2	3	4
FeO	7,39	2,05	7,45	7,48
CaO	27,67	29,83	26,48	26,40
MgO	16,09	19,46	18,63	18,02
MnO	0,94	0,28	0,71	1,09
Al ₂ O ₃	0,66	0,41	0,71	0,89
CO ₂	44,34	46,09	45,39	45,11
Нерастворимый остаток	1,07	0,15	0,26	0,35
Сумма	98,16	98,27	99,63	99,32

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — скв. Сагайдак-401 (1 — интервал 3507–3509 м; 2 — 4454–4457); 3 — скв. Качановка-100, интервал 4150–4155 м; 4 — скв. Решетилловская-1, интервал 4261–4269 м.

Т а б л и ц а 2

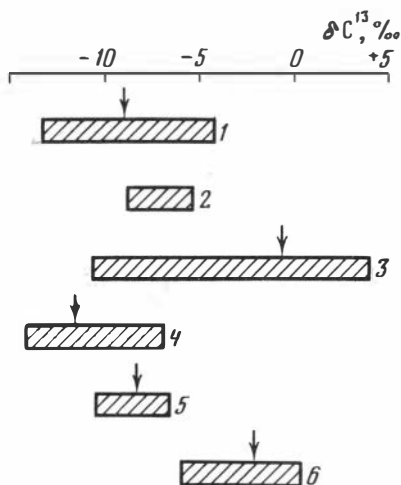
Содержание микроэлементов в карбонатах Днепровско-Донецкой впадины, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Cu	3	5	1	1	13	2	3
Cr	8	6	3	26	4	1	—
Ni	10	830	5	28	34	3	—
Ti	5	6	7	8	3	27	20
Ag	1	1	Сл.	Сл.	1	2	1
Mo	1	3	—	1	1	1	—
V	—	—	2	—	—	1	5
Zn	—	45	—	—	—	—	—
Zr	4	5	—	—	3	2	20
Sr	390	28	27	110	170	14	7900
Ba	830	37	9	18	120	41	590
Sr/Ba	0,47	0,76	2,87	6,11	1,42	0,34	13,4

П р и м е ч а н и е. Доломиты из каменной соли: 1–3 — скв. Сагайдак-401 (1 — глубина 3507 м, 2 — 3521 м, 3 — 4454 м), 4–5 — скв. Качановка-100 (4 — глубина 4075 м, 5 — 4150 м), 6 — скв. Решетилловская-1, глубина 4261 м; 7 — гидротермальный кальцит из прожилков в вулканических породах.

Состав и содержание элементов-примесей в доломитах колеблется в широких пределах (табл. 2), что, по-видимому, отражает различную степень их преобразования. Так, содержание Ni — 2 — 830, Zn — 0–45, Cr — 3–26 г/т, хотя сами эти элементы не характерны для доломита, как и рудные медь, серебро, молибден, ванадий, цирконий. Различны и стронций-бариевые отношения — 0,33–6,11, что не противоречит осадочному происхождению карбонатов, однако последняя цифра является весьма необычной.

Важная для понимания генезиса карбонатов информация получена при изучении в них изотопного состава С (рис. 3). Величина δC^{13} в образцах колеблется от $-4,5$ до $-13,2^0/00$, в среднем составляя $-8,46^0/00$. Данные хорошо согласуются с результатами других исследователей [Ветров, 1974].



Р и с. 3. Изотопный состав С карбонатов

Эвапориты. 1 — аутигенный доломит из девонской каменной соли ДДВ (Сагайдакская, Качановская, Решетиловская структуры); 2 — карбонат в каменной соли центральной части Роменского купола [Ветров, 1974]; 3 — магнезит из каменной соли Предкарпатского прогиба [Мамчур и др., 1978]. Вулканические породы ДДВ. 4 — кальцит из карбонатов, скв. Леяки—500; 5 — гидротермальный кальцит из прожилков. Известняки. 6 — мелкозернистый серый девонский известняк ДДВ (Белоцерковская структура)

Привлекает внимание высокое содержание легкого изотопа C^{12} , что нехарактерно для осадочных карбонатов, у которых δC^{13} близко к нулю. Именно таким соотношением изотопов характеризуются аутигенный магнезит из Предкарпатского эвапоритового бассейна и карбонаты девонских известняков ДДВ. Полученное нами среднее значение соотношения изотопов в аутигенном доломите ДДВ гораздо ближе к кальцитам этого же региона, в образовании которых, участвовала глубинная углекислота. Интересно, что сам химический состав карбонатов, а именно изоморфное вхождение в него значительных количеств Fe, может служить индикатором влияния глубинных процессов на их генезис [Ахмедов, Сметанникова, 1980].

Объяснение облегченного изотопного состава С в изученных доломитах, по-видимому, можно найти, рассмотрев всю совокупность геологических процессов, протекавших в девонскую эпоху в ДДВ. В этот период наряду с соленакоплением во впадине протекал интенсивный щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидный вулканизм, заставляющий некоторых исследователей выдвигать глубинную гипотезу происхождения соли. Однако следов подобной взаимосвязи в галогенных отложениях не обнаружено.

Мы предполагали возможное влияние вулканизма на интенсивность соленакопления. При этом вулканическая деятельность рассматривалась как поставщик породообразующих Cl и Na в солеродный бассейн. Попытка количественно оценить этот процесс показала, что вулканического Cl и Na могло поступить соответственно в 6,7 тыс. и 130 тыс. раз меньше, чем связано этих элементов в девонской соли ДДВ. Следовательно, расчеты однозначно свидетельствуют об отсутствии существенного влияния вулканизма на происходивший во впадине галогенез.

На основании всесторонних геолого-геохимических исследований осадочное происхождение эвапоритов не вызывает сомнения, чему сопутствовала, очевидно, первая генерация карбоната с нормальным для осадочного генезиса соотношением изотопов. В то же время постмагматическая гид-

ротермальная деятельность, вероятно, участвовала в эпигенетическом преобразовании галогенных толщ, что непосредственно отразилось на аутигенной минерализации. Гидротермы, несущие глубинный С, рудные элементы, преобразовывали первичный карбонат до современного вида, с присущими второй генерации доломита особенностями.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмедов А.М., Сметанникова О.Г.* Вариации состава сингенетических доломитов из карбонатных толщ ятулия Кольского полуострова. — ДАН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1211–1215.
- Ветров Ю.И.* Происхождение кепроков и сравнительная характеристика кепроков Днепровско-Донецкой впадины и области Голфа. — В кн.: Перспективы поисков полезных ископаемых в ДДВ. Киев: Наук. думка, 1974, с. 76–84.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусмин Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 5. 408 с.
- Костов И.* Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
- Мамчур Г.П., Петриченко О.И., Ярынич О.А.* Геохимия изотопов углерода в процессе галогенеза. — В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1978, с. 34–35.
- Петриченко О.И., Сливко Е.П.* Об условиях минералообразования в период формирования соленосных отложений Донбасса. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1973, вып. 3, № 27, с. 263–274.

УДК 549.464.1:553.632

*Ю.Е. Кудрявцев, В.Н. Аполлонов, В.А. Бучинский,
М.Н. Жениц, В.А. Самойлов, Н.С. Кузева*

КАРНАЛЛИТОВЫЕ ЗОНЫ СТЕБНИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карналлитовая минерализация широко распространена в Предкарпатских месторождениях калийных солей [Валяшко, 1962].

На Стебникском месторождении карналлитовые зоны развиты в глинистых породах вблизи контактов рудных пластов сульфатного типа или приурочены к достаточно мощным прослоям галопелитов в толще рудных пластов. Во всех случаях морфологически карналлит однотипен — он образует цемент так называемых соленосных брекчий и представлен параллельноволокнистыми агрегатами. Размер обломков брекчий — от нескольких миллиметров до нескольких дециметров. Количество карналлита в брекчиях колеблется в широких пределах — от редкой сети прожилков до своеобразных глинисто-карналлитовых агрегатов, где карналлит преобладает, а кусочки глины размером до нескольких миллиметров равномерно распределены в его массе. Направление волокон перпендикулярно стенкам трещин, в более мощных прожилках (~ 5 см) волокна обычно S-образно искривлены. В строении волокнистых агрегатов принимают участие волокнистые же галит и сильвин. Белый и голубой галит располагается в зальбандах прожилков, ближе к центру — красновато-

Химический состав карналлитов и карналлитсодержащих пород Стебникского месторождения, вес. %

№ пробы	Пласт	Описание породы	Ca	Mg	K
114	19	Красный плотный	Не опр.	8,85	14,25
114а	19	Мясо-красный плотный	"	7,90	14,18
118	19	Бурый зернистый	0,13	6,24	9,74
131	19	Желтый волокнистый	Не опр.	8,04	14,41
122	13-бис	"	"	7,03	13,48
133	19	Красный плотный перекристаллизованный	"	7,50	13,71
134	19	Красный массивный	0,26	7,28	13,26
9	19	Желтый волокнистый	Не опр.	7,06	12,01
82-68	19	Красный волокнистый	"	7,80	12,94
82-67	19	"	"	8,5	14,08
82-67а	19	"	0,04	2,3	31,01
82-69	19	"	0,10	8,16	13,45
82-70	19	Зеленый зернистый	0,49	6,65	10,75
82-55а	11	Желто-зеленый волокнистый	0,10	8,58	14,27
82-55	11	Красный массивный	0,30	7,28	12,64
110а	Основной	Желтый шестоватый	Не опр.	6,91	12,82
110	"	Желтый волокнистый	"	8,0	14,76
82-7	"	Красный волокнистый	0,09	6,8	17,83
82-35	"	Желтый волокнистый	0,05	7,00	11,61
82-56	11	"	Не опр.	8,81	14,26
82-54	11	Зеленый волокнистый	0,55	1,60	24,39
82-53	11	"	0,81	6,28	10,90
82-52	11	Зеленый глинистый	0,78	5,66	11,91
81-18	10	Желтый волокнистый	Не опр.	8,54	13,47

Примечания. 1. $\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ — безразмерные величины. 2. Ан — ангидрит; Кз — кизерит; не опр. — не определено; не обн. — не обнаружено; сл. — следы.

Na	Cl	SO ₄	Нерастворимый остаток	Σ	Br	$\frac{Br}{Cl} \cdot 10^3$
0,07	38,00	Сл.	Не обн.	61,17	0,176	4,63
1,32	38,00	Не опр.	”	61,40	0,176	4,63
9,38	41,45	0,40	”	67,34	0,162	3,91
1,26	38,03	0,57	”	62,31	0,362	9,52
4,69	39,95	0,34	”	65,49	0,209	5,23
3,35	39,44	Не опр.	”	64,00	0,207	5,25
3,30	38,56	0,35	”	63,01	Не опр.	—
6,00	40,70	Не опр.	”	62,77	0,280	6,88
4,24	41,00	0,015	0,33	66,41	0,184	4,49
1,93	40,25	0,03	0,15	64,94	0,226	5,62
8,83	48,48	0,1	0,26	91,02	0,175	3,61
2,86	40,52	0,1	0,33	65,52	0,194	4,79
6,78	99,52	1,29	6,38	71,86	0,173	4,38
1,26	39,90	0,23	0,18	64,52	0,111	2,78
5,05	40,52	0,60	0,58	66,97	0,160	3,95
5,45	40,28	Сл.	Не обн.	65,36	0,157	3,90
0,5	37,40	Не опр.	”	60,66	0,173	4,63
3,76	41,75	0,08	0,35	70,55	0,174	4,17
7,95	43,23	0,12	0,43	70,39	0,156	3,61
0,21	38,89	0,10	0,03	62,30	0,162	4,17
15,08	50,25	1,32	0,77	93,96	0,124	2,47
7,73	40,00	2,16	6,10	73,94	0,113	2,83
8,8	40,59	2,28	5,42	75,44	0,111	2,74
1,23	38,58	0,62	0,11	62,55	0,227	5,88

Т а б л и ц а (окончание)

№ пробы	Пласт	Минеральный состав			
		Карналлит	Галит	Сильвин	Прочие
114	19	99,79	0,18	0,38	—
114а	19	93,55	3,47	2,98	—
118	19	74,45	24,96	—	Ан—0,46 Кз—0,14
131	19	92,57	3,28	3,31	Кз—0,84
122	13-бис	82,5	12,39	4,6	Ан—0,51
133	19	88,03	8,74	3,23	
134	19	87,18	8,78	3,12	Ан—0,92
9	19	83,02	15,68	1,29	—
82—68	19	89,07	10,77	0,77	—
82—67	19	94,4	4,77	0,81	Кз—0,04
82—67а	19	26,02	22,20	51,63	Ан—0,14
82—69	19	91,89	7,15	0,63	Ан—0,34
82—70	19	79,7	18,14	0,21	Ан—1,76 Кз—0,17
82—55а	11	95,65	3,12	0,9	Ан—0,33
82—55	11	84,17	12,98	1,82	Ан—1,03
110а	Основ- ной	82,19	14,4	3,4	—
110	”	94,91	1,32	3,77	—
82—7	”	77,72	9,27	13,18	Ан—0,31
82—35	”	79,17	19,98	0,69	Ан—0,17
82—56	11	99,05	0,52	0,29	Кз—0,14
82—54	11	18,29	38,2	41,68	Ан—1,87
82—53	11	74,58	20,54	1,75	Ан—2,88 Кз—0,25
82—52	11	66,99	23,58	6,0	Ан—2,80 Кз—0,59
81—18	10	95,93	3,13	—	Кз—0,99

бурый сильвин и в центральной части — карналлит. Все эти минералы в значительной степени перекристаллизованы и превращены в зернистый агрегат. Как показывают петрографическое изучение и данные химического анализа (таблица), примесь других минералов в карналлит-сильвин-галитовом цементе соленосных брекчий незначительна и представлена глинистыми минералами (нерастворимый в воде остаток), ангидритом и кизеритом.

На Стебникском месторождении бессульфатные (ильвинитовые и карналлитовые) прослои и зоны брекчий сближены с телами сульфатных руд. Можно отметить следующие закономерности в строении бессульфатных зон.

1. При переходе от вмещающих соленосных брекчий к полиминеральным рудным телам в наиболее полном виде наблюдается следующая последовательность: I — соляная брекчия с галитовым цементом и прослоями галита; II — брекчия с галит-ильвинитовым цементом и прослоями ильвина и галита; III — брекчия с карналлитовым цементом; IV — зона интенсивного изменения (гидратирования) сульфатных пород. Наиболее характерен такой разрез для нижнего контакта пласта Основного. Отдельные части этой последовательности имеют различные мощности или вообще выпадают.

2. Зоны бессульфатной калийной минерализации и измененных сульфатных пород развиты как в нижнем контакте, так и в верхнем контакте рудных пластов. Наиболее симметричны (инверсионный характер колонки) в этом отношении пласты 10 и Основной.

3. Зоны бессульфатной минерализации расширяются в участках интенсивных дислокаций (например, в изгибе пласта 11).

4. Каких-либо протяженных дизъюнктивных зон с карналлитовой минерализацией, ответвляющихся от контактов пластов в сторону соленосных брекчий или в толщу пластов, не наблюдается.

В карналлитовых породах, приуроченных к прослоям глин в пределах рудных пластов, последовательность смены состава несколько иная. Здесь на контакте с измененными сульфатными рудами прослеживается зона брекчий с ильвинитовым цементом.

Очень своеобразно проявление карналлитовой минерализации в пласте 19 юго-восточного участка Стебникского месторождения (рисунок). Здесь зона глинистых брекчий с карналлитовым цементом прослеживается от восточного контакта к западному, затем вновь вклинивается в толщу пласта, рассекая его надвое. Мощность зоны — от 10 м на северо-востоке до 35 м на юго-западе. За пределы пласта зона не выходит. В текстурном отношении порода представлена тонкообломочной брекчией, в которой цемент (карналлит) по объему часто преобладает. Карналлит окрашен в самые разные оттенки — желтый, зеленый, красный и представлен как волокнистыми, так и зернистыми разновидностями. В юго-западном окончании пласта карналлитовая брекчия переходит в брекchieю с ильвинитовым цементом. Состав обломков преимущественно глинистый. Контакты зоны с вмещающими породами очень резкие и четкие. Вдоль контакта на мощность от 1 до 5 м наблюдается изменение вмещающих рудных тел — замещение лангбейнита и каинита шенитом и эпсомитом.

Секущий характер зоны, резкие контакты, приконтактные изменения, брекчиевые текстуры — все это как бы свидетельствует о тектоническом происхождении зоны, наложенном процессе образования карналлита, активном участии глубинных растворов.

В отличие от Стебникского месторождения в месторождениях Калушской группы пласты бессульфатной калийной минерализации обычно разобщены стратиграфически с каинит-лангбейнитовыми пластами.

Своеобразие литолого-стратиграфического положения карналлитовых и ильвинитовых пород, его несоответствие последовательности кристаллизации солей при испарении морской воды, морфологические особенности вы-

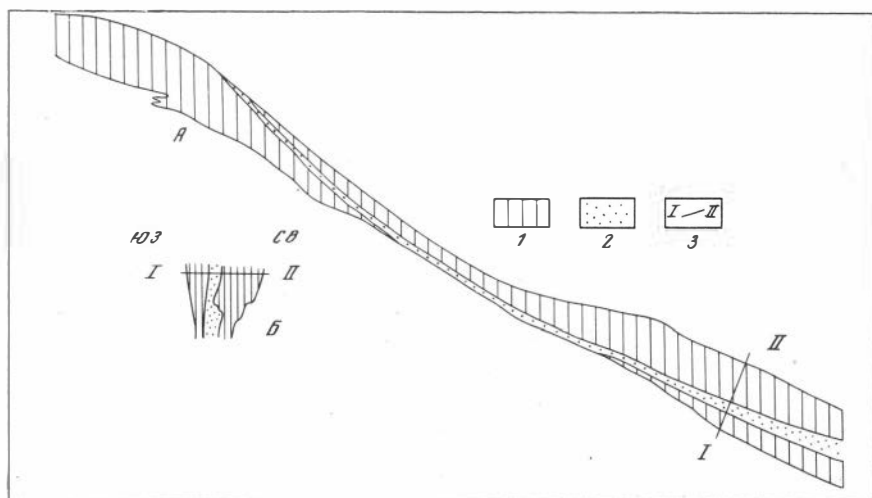


Схема геологического строения пласта 19

А — план; Б — разрез; 1 — сульфатные руды; 2 — глинисто-карналлитовая брекчия; 3 — линия геологического разреза

делений карналлита (в виде цемента глинистых брекчий) давно привлекали внимание исследователей.

Рассмотрим различные трактовки описанных генетических особенностей карналлитовой (и вообще бессульфатной) минерализации Предкарпатских месторождений.

М.Г. Валяшко [1962] считает, что Предкарпатский солеродный бассейн в результате поперечноблоковой тектоники был расчленен на мелкие ванны — "сухие озера", в которых по соседству одновременно осаждались хлоридные и сульфатные калийные соли за счет переливания хлоридных маточных растворов из места их образования в участки их аккумуляции в системе мигрировавших солеродных ванн. Возможно, что появление сильвинитовых линз (так же, как и карналлитов в нижней части разреза Голыни) обусловлено размывом и переотложением полного цикла ранее образованных отложений, не потерявших маточные рассолы [Валяшко, 1956].

В.В. Лобанова [1956] на основании того, что карналлитовая порода "обладает только ей присущими структурными особенностями, занимает определенное место в разрезах калийных залежей", рассматривает их как продукт непосредственной кристаллизации из рапы.

А.Е. Ходьков [1971] подчеркивает значительную роль подземных вод (рассолов) в формировании калийных пород Предкарпатъя. Вся хлоридная жильная и цементирующая составляющая соленосных пород является наложенной. Хлоридные минералы — более поздние, вторичные, выпавшие из растворов, — прямо свидетельствуют об имевшей место миграции рассолов на разных стадиях эпигенеза. Породы сильвин-карналлитового состава являются продуктом преобразования пород лангбейнит-каинитового ряда, протекавшего на стадиях позднего диагенеза-катагенеза под воздействием постседиментационных рассолов.

Согласно Н.М. Джиноридзе [1979] и С.Д. Гемпу [1979], в пределах Калуш-Гольинского месторождения солеродный бассейн в начале калийной седиментации был хлоридным, а затем стал сульфатным в результате поступления продуктов континентального стока. Эти же авторы предполагают, что дополнительный бессульфатный источник растворов возникает на стадии динамотермального метаморфизма при реакции превращения (вплоть до плавления) первичного каинита в лангбейнит. Образующийся хлоридный раствор в определенных условиях мигрирует за пределы контуров сульфатных пластов и образует в трещинах вмещающих пород сильвин и карналлит.

С.В. Ходькова [1980] на основе петрографических исследований нижней карналлитсодержащей подзоны хлоридной зоны пласта 13 Стебникского месторождения приводит убедительные доказательства седиментационного накопления отложений изученного интервала. Отмечаются признаки, свидетельствующие о значительной роли послеседиментационных процессов, протекавших в карналлитовых и карналлитсодержащих породах под воздействием растворов. Содержание Br в карналлите 0,12–0,14% $\left(\frac{\text{Br}}{\text{Cl}} \cdot 10^3 = 3,2-3,8 \right)$, что несколько ниже нормальных содержаний для этого минерала при кристаллизации из морской воды. К сожалению, в этой работе не объясняется, даже в предположительной форме, каковы причины появления бессульфатной зоны в основании пласта и источник растворов, под воздействием которых идут послеседиментационные процессы.

В работах В.И. Борисенкова [1973; Борисенков, Аксенова, 1981; и др.] приводятся результаты детального изучения процессов вторичного минералообразования на Стебникском месторождении. Приводимый им фактический материал убедительно свидетельствует о том, что зоны изменения сульфатных пород, не связанные с проникновением поверхностных вод, четко локализируются на контактах рудных пластов с вмещающими глинистыми породами или пропластками глиен внутри них. Породы измененных участков пятнистые, разбиты трещинами, заполненными волокнистыми разностями вторичного галита, эпсомита, леонита, каинита, карналлита, сильвина. По лангбейниту развиваются каинит, леонит, шенит, эпсомит; каинит замещается шенитом и эпсомитом. Основной причиной возникновения зон изменения является воздействие материнских растворов, захваченных глинистыми породами, на пласты соляных пород уже после захоронения и литификации. В работе подчеркивается, что бромхлорные отношения в пробах вторичного жильного карналлита отвечают нормальным значениям $\left(4,5-10 \frac{\text{Br}}{\text{Cl}} \cdot 10^3 \right)$, и делается вывод о том, что формирование вторичных минеральных ассоциаций не сопровождалось значительным выносом брома из твердых фаз.

На основании изучения галогенных отложений Калуш-Гольинского месторождения Е.Ф. Повстен и Г.М. Повстен [1980] пришли к выводу, что карналлитовая минерализация приурочена в основном к зонам дизъюнктивных тектонических нарушений в калийных залежах и к брекчированным соленосным глинам. Содержание Br (18 определений) – 0,11–0,265% (среднее 0,21%). Бромхлорное отношение 3,7–8,8 (среднее 6,2). Авторы считают, что

кристаллизация карналлита в тектонически ослабленных зонах и отдельных нарушениях связана с инфильтрацией высококонцентрированных маточных растворов из вмещающих галогенных толщ в образовавшиеся трещины, полости и нарушенные участки.

Однако, по нашему мнению, в количественном отношении объем карналлитовой минерализации, которая приурочена к зонам глинисто-карналлитовых брекчий, занимающих определенное стратиграфическое положение, резко преобладает над жильным карналлитом, секущим сульфатные тела.

Даже этот краткий обзор мнений различных исследователей показывает, что вопрос о генезисе карналлитовых зон заслуживает большего внимания. Выделим основные моменты в характеристике этих зон.

1. Брекчиевый характер зон. Пропластки с ненарушенным строением очень редки.

2. Несоответствие положения карналлита в разрезе калиеносных отложений последовательности кристаллизации минералов при испарении морской воды.

3. Стратиграфическая приуроченность к определенным пластам вмещающих пород или к контактам сульфатных тел. Жилы среди сульфатных тел редки.

В работе, посвященной генезису соленосных брекчий, нами [Аполлонов, 1982] было показано, что эти породы являются автобрекчиями и возникли в результате перераспределения вещества в процессе диагенеза, т.е. для объяснения образования их нет необходимости привлекать тектонические силы и привнос солей извне какими-либо растворами. Нужно отметить, что карналлит отличается очень высокой способностью к перекристаллизации. Даже в слабодислоцированных породах Верхнекамского месторождения прослой карналлита зачастую представляют собой брекчированную породу. На месторождениях Предкарпатья сильвин, ассоциирующий с карналлитовыми зонами, очень часто образует хорошо выдержанные по простиранию пропластки явно седиментационного происхождения. Можно привести пример слоя светлого сильвина с густой вкрапленностью синего галита в контакте пласта Основного и других пластов Стебникского месторождения.

Чисто механическое объяснение положения карналлитовой минерализации в разрезе калийных отложений переливом рапы или внезапной сменой характера бассейна от бессульфатного к сульфатному вряд ли обосновано. Как было показано Л.Г. Богашовой [Богашова и др., 1971], поровые воды глин соленосных брекчий Предкарпатских месторождений не содержат сульфат-иона. Например, поровые растворы, отжатые из глинистой брекчи с карналлитовым цементом (пласт Основной), имеют следующие характеристики: влажность — 7,59% к сухой породе; общая минерализация — 314,32 г/кг; химический состав, г/кг: Cl — 219,3; Br — 4,79; Ca — 2,9; Mg — 63,84; Na — 14,80; K — 8,50; $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}} \cdot 10^3$ — 22,2. Авторы считают

поровые растворы соленосных глин захороненными маточными рассолами морского происхождения, претерпевшими метаморфизацию под воздействием глинистого материала.

Процесс метаморфизации протекает, по-видимому, очень интенсивно,

так как за пределами пластов сульфатных руд во вмещающих породах мы не наблюдаем легкорастворимых сульфатов.

Можно предположить, что в подготовительную стадию процесса на дне бассейна образовался слой метаморфизованной рапы. В начальные стадии садки калийных солей выпадающие из толщи рапы зерна калийных минералов (независимо от состава) попадали в рассол, отвечающий по составу полю устойчивости сильвина (в дальнейшем – карналлита). Этим можно объяснить образование слоев (пластов) сильвина и карналлита. В процессе продолжающейся кристаллизации калийных солей запас метаморфизованного слоя рапы исчезал за счет высвобождения сульфат-иона и состав рассола переходил в поле устойчивости сульфатных минералов.

Несколько по-иному идет образование карналлита и сильвина при переслаивании сульфатных пластов с достаточно мощными прослоями галопелитов. Заключенные в последних рассолы, метаморфизованные в результате обменных реакций, становятся неравновесными к сульфатным слоям и способны взаимодействовать с ними при любой температуре [Борисенков, Аксенова, 1981]. Процесс сопровождается кристаллизацией сильвина, а затем и карналлита.

Следует отметить, что в результате взаимодействия на месте безводного лангбейнита образуются содержащие воду минералы: каинит, леонит, шенит, эпсомит. Поскольку поровые растворы близки к насыщению, извлечение из них воды ведет к кристаллизации галита, сильвина и карналлита.

Тонкодисперсная смесь этих минералов с глинистой породой в дальнейшем превращается в соляную брекчию.

В случае, если седиментационные прослои карналлита и сильвина среди глинистых пород располагаются в непосредственной близости от сульфатных пластов и они войдут в зону приконтактового взаимодействия (например, пласт Основной), то прослои сильвина как более устойчивые сохранятся при брекчировании, а прослои карналлита как бы размажутся в этом процессе.

В заключение вновь остановимся на рассмотрении мощной карналлитовой зоны 19 пласта Стебникского месторождения (см. рисунок). По сути дела, эта зона от других не отличается ни составом и строением брекчий, ни содержаниями элементов-примесей в карналлите (см. таблицу), ни процессами приконтактового взаимодействия. "Секущий" характер зоны проявился вследствие того, что ход сульфатного соленакопления прервался отложением мощной пачки глинистого материала, который в дальнейшем преобразовался в брекчию.

Таким образом, соленосные брекчии с карналлитовым цементом могут быть результатом брекчирования седиментационных прослоев карналлита или возникнуть при контактовом взаимодействии поровых растворов соленосных глин с пластами сульфатных пород. Этот процесс усиливается в дислоцированных участках (складки, смещения).

Решение вопроса о генезисе карналлитовых зон в контактах сульфатных пластов может способствовать решению не менее важных вопросов о количестве захороненной рапы в подстилающих глинистых осадках и времени их удаления.

Если предположить, что соленосные глины в момент перекрытия пласта-

ми сульфатных пород содержали большое количество рассолов, то независимо от того, в какое время, до или в период складкообразования, происходило их отделение, они должны были пройти через толщу сульфатных тел, глубоко изменив их химический и минеральный состав, и образовать секущие зоны калийной минерализации в перекрывающих толщах. Если бы эти растворы просачивались через нелитифицированные горизонтально залегающие пласты (мощностью в десятки метров), то они уничтожили бы присущую этим пластам слоистость (чередование слоев сульфатных руд различного минерального состава).

Однако, как уже отмечалось, зоны бессульфатной минерализации занимают строго определенное стратиграфическое положение, а зоны вторичной минерализации рудных пластов приурочены либо к приконтактовым участкам, либо к прослоям глин внутри пластов. Изменчивость минерального состава отдельных слоев сульфатных пород носит фациальный характер. И несмотря на то, что процессы вторичной минерализации на месторождении развиты очень широко, они не привели к значительному изменению химического и минерального состава.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что к моменту захоронения глинистые осадки содержали практически столько же поровых растворов, сколько их содержат глинистые породы месторождения в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Аполлонов В.Н.* Генезис брекчий соляных пород. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 119–122.
- Богашова Л.Г., Валяшко М.Г., Садыков Л.З.* Поровые растворы глинистых пород Стебникского месторождения. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 165–173.
- Борисенков В.И.* Зоны вторичной минерализации на Стебникском калийном месторождении и возможность выделения среди них участков, опасных для рудника. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 4, с. 115–124.
- Борисенков В.И., Аксенова Т.Д.* Геохимические особенности процессов взаимодействия галогенных пород с внутрисолевыми растворами различного генезиса. — В кн.: Закономерности формирования химического состава природных вод. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 108–127.
- Валяшко М.Г.* Метод определения генезиса калийных пород по их химическому составу и его применение к месторождениям Предкарпатья. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, т. 3/4, с. 252–265.
- Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962, с. 73–91.
- Гемп С.Д.* Роль вторичных процессов в формировании минерального состава калийных солей Предкарпатья. — В кн.: Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения, качества руд и условий разработки калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1979, с. 73–91.
- Джиноридзе Н.М.* Геологические этапы формирования калийных месторождений Предкарпатья и стадия динамотермального метаморфизма. — В кн.: Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения, качества руд и условий разработки калийных месторождений. Л.: Недра, 1979, с. 37–55.
- Любанова В.В.* К петрографии калийных пород Предкарпатского передового прогиба. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, т. 3/4, с. 410–413.
- Повстен Е.Ф., Повстен Г.М.* Карналлит как показатель разрывных нарушений в галогенных отложениях Предкарпатья. — В кн.: Литология и геохимия соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1980, с. 65–69.

Ходьков А.Е. О процессах эпигенетического преобразования пород лагбейнит-каинитового ряда. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 91—98.

Ходькова С.В. Петрографическая характеристика карналлитсодержащей подзоны пласта 13 Стебникского калийного месторождения. — В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980, с. 90—106. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 439).

УДК 552.53 (476—13)

Н.С. Петрова, Э.В. Седун, О.К. Ляхович

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛИЕНОСНЫХ ЗОН ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Верхнедевонская соленосная формация Припятского прогиба служит типичным примером соляных отложений, полностью лишенных $MgSO_4$, и относится к образованиям хемогенно-терригенного типа. Изучение строения и состава калийных горизонтов формации позволило выделить внутри калийной фации две крупные гиперсоляные ассоциации — красноцветную и пестроцветную, связанные с определенными частями разреза и приуроченные к определенным тектоническим зонам прогиба [Девонские..., 1982]. Характер солевой минерализации калийных залежей, структурно-текстурные особенности соляных пород в основном согласуются с изменениями соленасыщенности разреза и состава сопутствующих несоляных образований.

Горизонты красноцветной ассоциации (старобинский тип) развиты в основном в северной тектонической зоне и приурочены к частям разреза с возрастающей ролью несоляных пород (соленасыщенность снижается до 50—40%). Преимущественным развитием в этих разрезах пользуются сильвинитовые залежи, содержащие иногда пласты и слои карналлитовой породы. Калийные минералы обычно имеют интенсивную красную окраску. Для сильвинитов характерны отчетливая слоистая текстура, значительная мощность отдельных прослоев, разнообразие структурных признаков, создающих внутри прослоев полосчатую микротекстуру, преобладание в гранулометрическом спектре мелко- и микрозернистых фракций, высокая мономинеральность прослоев (до 75—95% KCl), повышенное содержание несоляных примесей, наличие разностей с зональным строением сильвинитовых зерен, отсутствие отчетливой зональности у галита, широкое развитие песчаниковидной каменной соли.

Калийные залежи пестроцветной ассоциации (петриковский тип) развиты преимущественно в центральной зоне прогиба и приурочены к относительно чистым частям разреза (с соленасыщенностью до 70—80%). Особенностью этих залежей являются обычно смешанный карналлит-сильвингалитовый состав и светлая окраска калийных минералов — в основном светло-розовая и белая, реже — оранжево-красная. Характерны вкрапленные или вкрапленно-слоистые текстуры, преобладание в гранулометрическом спектре средне- и крупнозернистых фракций, более высокое содержание NaCl в калийных прослоях, незначительное количество несоляных

примесей, обилие перекристаллизованной (шпатовой) каменной соли наряду с разностями, зерна которых обнаруживают отчетливое зональное строение, отсутствие зональности у сильвина.

Различия в характере калийных залежей находятся в прямой зависимости от количества вносимого глинисто-терригенного материала. Формирование залежей красноцветной ассоциации протекало часто в условиях поступления в бассейн больших его объемов. В отдельных разрезах калийных горизонтов несоляные породы почти полностью вытесняют каменную соль и играют роль вмещающих для калийных солей. С повышенной "глинистостью" в разрезе горизонтов обычно сочетается высокая мономинеральность сильвинитов и мелко-микрозернистый характер их структур. При снижении роли глинисто-терригенного материала состав и облик калийных залежей меняются в сторону развития признаков пестроцветной ассоциации. Резко сокращаются количество и мощность несоляных прослоев. В составе несоляных пород увеличивается содержание CaSO_4 , а в соляных — MgCl_2 . По-видимому, между этими компонентами существует генетическая связь, которая наиболее ярко проявляется при переходе от красноцветной ассоциации к пестроцветной, калийные горизонты которой всегда в той или иной степени "заражены" карналлитом. В несоляных породах красноцветной ассоциации также наблюдается увеличение роли CaSO_4 в тех горизонтах, которые включают пласты карналлитовой породы.

Среди несоляных пород обеих ассоциаций наиболее распространены карбонатно-глинистые, в различной степени засоленные и "засульфаченные", именуемые галопелитами. Водорастворимая часть галопелитов представлена хлоридами K, Na, Mg, Ca. Суммарное содержание их составляет в среднем 15—35%. Для галопелитовых прослоев красноцветной ассоциации характерно преобладание KCl (среднее содержание 17,5%), а пестроцветной — NaCl (16,7%). При высоком суммарном содержании хлоридов Mg и Ca (до 4—5%) в галопелитах обеих ассоциаций CaCl_2 почти всегда преобладает над MgCl_2 .

CaSO_4 в галопелитах представлен ангидритом, который рассеян в массе тонкодисперсного карбонатно-глинистого материала. По содержанию CaSO_4 и карбонатных минералов в общем литологическом плане галопелиты залежей красноцветной ассоциации представляют собой глины карбонатные или глинистые мергели с примесью сульфатов, а пестроцветной — сульфатно-карбонатно-глинистые породы. Более чистые хемогенные разности среди несоляных пород красноцветной ассоциации представлены обычно глинистыми доломитами, а пестроцветной — глинистыми ангидритами.

Основными минералами группы карбонатов в составе галопелитов являются кальцит и доломит. Кроме того, в несоляных образованиях, связанных с карналлитовыми частями горизонтов, обнаруживается магнезит (до 1—3%). Отмечаются железистые разности ряда доломит—анкерит. В горизонтах пестроцветной ассоциации и красноцветной с карналлитовой минерализацией доломит преобладает над кальцитом и нередко является единственным карбонатным минералом. В сильвинитовых горизонтах содержание кальцита возрастает, но доломит обычно все же преобладает. Количество доломита больше в тонких фракциях, а кальцита — в крупных. Присутствие карбонатов, несоответствие карбонатной минерализации

стадиям садки солей свидетельствуют о сложности и многообразии процессов карбонатакопления в период формирования калийных залежей, тем более что часть карбонатов могла поступать в бассейн в виде взвеси. Дальнейшее их преобразование во многом определялось величиной Ca/Mg в жидкой фазе, колебаниями pH среды и парциального давления CO_2 . Поскольку в процессе диагенеза наблюдается рост величины Ca/Mg в поровых растворах, вполне возможен сдвиг карбонатного равновесия в сторону увеличения кальцита.

В глинисто-терригенной части галопелитов ("алюмосиликатном остатке") преобладают частицы менее 0,01 мм, причем для красноцветной ассоциации характерно развитие тонкопелитовых алевритистых разностей, а для пестроцветной — крупнопелитовых алевритистых. Глинистые минералы сосредоточены во фракции менее 0,001 мм. Преобладающим минералом является гидрослюда 1Md, в структуре которой содержатся разбухающие межслои. В различных количествах присутствуют триоктаэдрический хлорит, хлорит-монтмориллонит, хлорит-вермикулит. В красноцветной ассоциации по сравнению с пестроцветной для гидрослюда отмечается более высокий тетраэдрический заряд ($Al^{IV} - 0,52$ по сравнению с 0,26) и рост количества Mg в октаэдрах (0,80—0,95 по сравнению с 0,63). Наряду с глинистыми минералами в состав глинисто-терригенной части входят кварц, полевые шпаты, слюды, свободные окислы Si и Fe, аксессуарные минералы. В галопелитах пестроцветной ассоциации снижается роль глинистых минералов, увеличивается — полевых шпатов и кварца. Изучение минералогического состава (во фракции более 0,01 м) показывает, что в составе галопелитов значительно преобладает легкая фракция, состоящая из кварца и полевого шпата. Отмечается невысокий выход тяжелой фракции, в кластогенной части которой выделяется ильменит (магнетит)-цирконовая ассоциация. Большая часть железистых минералов тяжелой фракции аутигенна — пирит, окислы и гидроокислы Fe. Хотя общепризнанным является положение о том, что в физико-химических средах солеродных водоемов активно протекают процессы аутигенеза, для соленосных формаций с высокой ролью терригенных примесей очень трудно вычленить эти процессы, оценить их направленность и соотношение между аутигенными и аллотигенными составляющими.

Содержание Вг в галопелитах определяется в основном суммарным содержанием хлоридов и их соотношением в составе включений, а также зависит от структуры порового пространства, дисперсности глинистого материала, сорбции на свободных окислах Fe и количества органического вещества. Возможно, перечисленные факторы обуславливают высокое содержание этого компонента в галопелитах красноцветной ассоциации. При увеличении в составе галопелитов $CaSO_4$, вероятно меняющего структуру порового пространства, количество Вг в них заметно снижается при одинаково высоком содержании хлоридов Ca и Mg. По-видимому, этим объясняется снижение величины бромхлорного отношения в галопелитах пестроцветной ассоциации, где значения этого параметра для калийной зоны соответствуют его величинам для галитовой зоны красноцветной.

При сравнении калийных горизонтов обеих ассоциаций, наряду с рассмотрением химического состава соляных пород, проводился детальный анализ их структурно-текстурных особенностей [Калийные..., 1984]. Для

отдельных компонентов, в частности для Вг, установлена зависимость их содержания от структурных признаков породы. Учитывая то, что Вг является одним из элементов-индикаторов стадий сгущения рассолов, а также хода вторичных процессов, мы уделили этому элементу особое внимание. Для сопоставления различных структурных разностей по Вг был использован относительный бромхлорный коэффициент ($R_{Вг}$), значения которого получены на основе графиков бромхлорных отношений для сильвинитов и карналлитовых пород. Были несколько изменены границы нормальных значений в соответствии с данными [Валяшко и др., 1976]. На графике для сильвинитов за нижнюю границу для галита принято значение 0,44, а за верхнюю — 0,61; для сильвина — 2,9 и 4,3 соответственно. На графике для карналлитовых пород за нижнюю границу для галита принято значение 0,61, за верхнюю — 1,1; для карналлита — 5,25 и 9,25 соответственно. Некоторое изменение границ области привело содержание Вг в галите, сильвине и карналлите в соответствие со строго определенной стадией (сильвиновой или карналлитовой). Если раньше нижнее значение для галита соответствовало галитовой стадии, то теперь строго отвечает началу кристаллизации сильвина. Прежде всего это сказалось на изменении положения фигуративных точек каменной соли по отношению к границам нормальной области. Располагаются они в основном ниже области нормальных значений.

Обычно содержание Вг в каменной соли, подстилающей калийный горизонт, предопределяет тип его развития и тесно связано с положением горизонта в разрезе субформации, приуроченностью к той или иной тектонической зоне. Несколько увеличивается оно в случае появления горизонтов с карналлитовой минерализацией, а в горизонтах пестроцветной ассоциации значения бромхлорного отношения часто приближаются к нормальным. В подстилающей каменной соли по направлению к калийному горизонту происходит увеличение содержания Вг, которое затем сохраняется внутри горизонта. В однотипных разностях каменной соли оно почти не меняется по разрезу горизонта. Отдельные колебания содержаний Вг обусловлены различием структурных особенностей. Перекристаллизованные разности, как правило, обнаруживают увеличение содержаний Вг. Наибольшие значения $R_{Вг}$ (до 129) отмечаются в водянопрозрачной шпатовой каменной соли, особенно с включениями зерен синего галита. Сравнение контактирующих перистой и шпатовой разностей также показало увеличение содержаний Вг в последней в 1,3–1,5 раза. В процессе перекристаллизации каменной соли меняется и состав газовой-жидких включений: наблюдается увеличение соотношений $CaCl_2 : MgCl_2$ и $KCl : MgCl_2$. Широкое развитие перекристаллизованных разностей в горизонтах пестроцветной ассоциации определяет относительно высокий уровень содержаний Вг в каменной соли.

В сильвинитах различного типа калийных залежей содержание Вг колеблется в весьма широких пределах — от резко пониженных до значительно превышающих нормальные. В сильвинитах калийных горизонтов красноцветной ассоциации содержание Вг обнаруживает тесную связь с их структурно-текстурными особенностями и характером окраски. Красные сильвиниты, как правило, обладают пониженными содержаниями Вг. Минимальные значения $R_{Вг}$ (в 3–4 раза ниже нормальных) характерны для наиболее темноокрашенных мелко-микрзернистых разностей. С уменьшением

интенсивности окраски и увеличением размеров зерен сильвина отмечается возрастание величин R_{Br} . В мелко-среднезернистых разностях с зональным строением сильвиновых зерен по сравнению с мелко-микрозернистыми величина R_{Br} возрастает обычно в 1,5–2 раза. Все перекристаллизованные разности сильвинитов также характеризуются повышенным содержанием Br. Среди красных сильвинитов широко распространено явление осветления и обесцвечивания сильвинитовых зерен, когда внутри прослоев красноокрашенного сильвинита появляются полосы с бледно-розовой и белой окраской. Характер взаимоотношения осветленных и белых разностей с контактирующими красными, присутствие в них реликтовых участков неизменной породы свидетельствуют о том, что подобные образования являются более поздними (эпигенетическими) по отношению к вмещающим красным сильвинитам. Преобразования такого рода наиболее подвержены мелко-микрозернистые разности. Осветление и обесцвечивание сильвина нередко сопровождается укрупнением его зерен вплоть до образования крупно- и гигантозернистых структур. В осветленных и белых сильвинитах по сравнению с контактирующими неизменными разностями красных сходного гранулометрического спектра всегда повышено содержание Br, приближающееся к нормальному, а в более крупнозернистых разностях — даже выше нормального. С осветленными и белыми сильвинитами ассоциируют участки перекристаллизованной каменной соли с синим галитом, для которых также характерно повышенное содержание Br.

В сильвинитах калийных горизонтов пестроцветной ассоциации содержание Br изменяется в основном в зависимости от их окраски. Для оранжево-красных сильвинитов характерны как пониженные значения R_{Br} (в 1,5–2 раза ниже нормальных), так и превышающие нормальные (в 1,3–1,5 раза). В светло-розовых сильвинитах значения бромхлорного отношения в основном превышают нормальные в 1,5–2 раза, а в молочно-белых — в 2–3 раза и иногда достигают 7–10. Структурно-текстурные особенности этих пород (нарушение слоистой текстуры, постоянное присутствие нескольких генераций соляных минералов, интенсивное взаимопрорастание и взаимопереходы одних минералов в другие, округлая, как бы оплавленная форма многих зерен, развитие крупно-гигантозернистых разностей) свидетельствуют о широко и разнообразно протекавших процессах их преобразования, сопровождавшихся увеличением содержания в них Br.

Описанная тенденция в изменении содержаний Br в зависимости от структурно-текстурных особенностей и окраски сильвинитов прослеживается во всех калийных горизонтах, хотя фоновые содержания этого компонента и количество его в однотипных разностях для различных горизонтов неодинаковы. Наиболее высокий уровень Br во всех разностях сильвинитов отмечается обычно для горизонтов с карналлитовой минерализацией красноцветной и в пестроцветной ассоциациях. Распределение Br по разрезу калийных горизонтов носит весьма прихотливый характер и часто не обнаруживает определенной направленности даже при рассмотрении его в одинаковых структурных разностях. Это связано, по-видимому, опять-таки с тем, что все сильвиниты в той или иной степени затронуты вторичными процессами и первоначальная картина распределения Br затуманена.

Сопоставление данных по Br для чередующихся внутри калийных слоев сильвинитовых и галитовых прослоев показало их различие по

величине R_{Br} . Для красноцветной ассоциации R_{Br} всегда выше в галитовых прослоях, а для пестроцветной — в сильвинитовых. В красных сильвинитах наиболее резко от каменной соли по величине R_{Br} отличаются темноокрашенные мелко-микрозернистые разности (почти в 2 раза). Минимальная разница в значениях R_{Br} отмечается для светлоокрашенных мелко-среднезернистых сильвинитов с признаками зонального строения, а также структур растворения и осветленных разностей. Нередко у них обнаруживаются одинаковые величины R_{Br} . Для близких по структуре сильвинитов величина $R_{Br \text{гал}} : R_{Br \text{сил}}$ обычно остается неизменной.

Анализ данных по Br показал, что среди соляных минералов-хлоридов обычно лишь для карналлита значения содержаний Br укладываются в нормальную область. Зависимость от окраски и размеров зерен не установлена. Маточный раствор, из которого кристаллизовался карналлит, соответствует сгущающейся морской воде на стадии садки этого минерала. Следует отметить, что большая часть изученных карналлитов характеризуется значениями бромхлорного отношения, располагающимися

ближе к верхней границе нормальной области $\left(\frac{Br \cdot 10^3}{Cl} = 7-10 \right)$,

соответствующими конечной стадии садки карналлита, причем в горизонтах пестроцветной ассоциации содержание Br в карналлите несколько выше, чем в красноцветной. В породах смешанного карналлит-сильвин-галитового состава содержание Br в сильвине для красноцветной ассоциации в 2–3 раза ниже, чем для пестроцветной, и сопоставимо с содержанием его в красных сильвинитах. В пестроцветной ассоциации содержание Br в сильвине и карналлите иногда одинаково и достигает 0,34%, что позволяет допустить одновременную их кристаллизацию.

Рассмотрение общих и частных признаков выделенных ассоциаций позволило выявить характер распределения и перераспределения отдельных компонентов в залежах различных типов и роль при этом глинисто-терригенного материала. Расчет баланса вещества на примере наиболее полно развитых калийных залежей красноцветной (III горизонт) и пестроцветной (горизонт IV–п) ассоциаций показал, что в красноцветной значительная масса Br и $MgCl_2$ (включая $CaCl_2$, пересчитанный на эквивалентное количество магния) заключена в нескольких фазах, а в пестроцветной — в солевых. Близость баланса Br в залежах различного типа с учетом несоляных прослоев, сочетание в разрезе одного калийного горизонта признаков обеих ассоциаций свидетельствуют о близости первоначального состава рапы на всей территории солеродного водоема. Изменения состава определялись изменением соотношения разбавляющих притоков и хлоридно-кальциевых вод на основе асцендентного и десцендентного механизмов возвращения элементов в цикл седиментации. Специфика развития Припятского бассейна на зрелой стадии рифтового грабена способствовала значительному привносу глинисто-терригенного материала и поступлению $CaCl_2$ в результате разгрузки подземных вод при вскрытии водоносных горизонтов в период формирования высокоамплитудных взбросовых дислокаций. В случае потери сульфат-иона за счет $CaCl_2$, согласно расчету Брайтша [Braitsch, 1962], $MgCl_2 : K_2$ возрастает до 10,8 : 1 и фигуративная точка состава изменяющейся морской воды будет

перемещаться по лучу, располагающемуся близко от линии превращений сильвин—карналлит. Если такой процесс превалирует, в растворе накапливается "избыточный" $MgCl_2$, и первым выделенным калийным минералом, возможно, будет карналлит. Постоянное присутствие и повсеместное распространение карналлита в относительно чистых частях разреза, сочетающиеся с увеличением количества $CaSO_4$, наличие карналлита в составе самого нижнего горизонта (VIII—п) в калиеносной субформации, ряд других признаков свидетельствуют об изначально повышенном значении $MgCl_2 : K_2$ в метаморфизованной рапе Припятского бассейна.

О существенном влиянии $Ca(HCO_3)_2$ и поглощенного комплекса глины на состав растворов бассейна в период формирования залежей красноцветной ассоциации говорит высокое содержание карбонатного и глинисто-терригенного материала среди соленосных отложений. В терригенном сносе участвовали продукты разрушения осадочных, изверженных и метаморфических комплексов пород Припятского прогиба, а также вулканогенный материал. Об увеличении доли участия в терригенном сносе осадочных пород предыдущих циклов седиментации свидетельствуют значительная роль $Ca(HCO_3)_2$ и $CaCO_3$, гранулометрический спектр алюмосиликатного остатка, изометричная форма частиц гидрослюды, незначительный выход кластогенной части, возрастание количества аутигенных минералов тяжелой фракции. Долю участия вулканогенного материала в балансе глинисто-терригенного вещества оценить пока трудно, хотя прослои и включения туфогенного материала отмечаются по всему разрезу калиеносной субформации, в том числе и в некоторых калийных горизонтах. Присутствие глинисто-терригенного материала на высоких стадиях осолонения в калийных горизонтах красноцветной ассоциации служит указанием на приток разбавляющих растворов, которые определяли десцендентное возвращение элементов в цикл седиментации. О возможности развития процессов разрушения и переотложения калийных залежей можно судить по составу внутрисолевых рассолов калийных горизонтов красноцветной ассоциации (Старобинское месторождение). Эти рассолы обнаруживают высокую минерализацию (до 347 г/кг), обогащены K и Na, характеризуются сочетанием признаков сгущающихся морских вод и растворов выщелачивания калийно-магниевого солей. Даже для растворов, близких по составу к седиментационным, с высокими значениями $EMg : Cl$ и $Bg \cdot 10^3 : Cl$, отражающих конечные фазы сгущения, величины $K \cdot 10^3 : Cl$ и $K : Bg$ отвечают более ранним стадиям.

Наблюдающееся в сильвинитах красноцветной ассоциации сочетание первично-седиментационных структурно-текстурных признаков и низкого содержания Bg могло определяться изменением состава рапы на стадии седиментации под влиянием десцендентных вод, образовавшихся за счет переотложения—растворения солей. В растворе при этом увеличивалось содержание иона Cl и соответственно снижалась величина бромхлорного отношения. Чем больше было растворено калийных солей, тем более раствор насыщен по KCl. Увеличение в растворе $MgCl_2$ снижало растворимость KCl, и происходило выделение в осадок сильвина. Вполне вероятно, что в результате подобных процессов могли растворяться и более ранние залежи карналлита. Расчет содержания Bg в сильвине, образующемся в результате растворения карналлита, показал, что может образоваться силь-

вин с величиной бромхлорного отношения от 1,6 ($R_{Br} - 55$) до 2,56 ($R_{Br} - 88$). Такого порядка величины бромхлорного отношения наблюдаются обычно в красных сильвинитах. Формирование рассолов выщелачивания не всегда связано с переотложением вещества на месте. Возможно их перемещение и смешение с водами седиментационного бассейна. Этот процесс мог приводить к увеличению K/Mg в рапе солеродного водоема. Развитием десцендентных процессов можно объяснить низкое содержание Br в красных сильвинитах и высокое содержание KCl в залежах. Эффектом влияния десцендентных вод, возможно, определяются также обращенность разрезов и инверсионная корреляция элементов, нелегко объяснимые на основе принципа увеличения Br в жидкой фазе по мере гущения.

Снижение содержания Br в красных слоистых сильвинитах могло вызываться и изменением состава растворов под влиянием температурных колебаний. При охлаждении раствора величина бромхлорного отношения в нем несколько снижается, и, согласно расчету Д'Анса [D'Ans, 1968], в сильвине, выделяющемся из раствора при $0^{\circ}C$, содержание Br в 1,44 раза ниже по сравнению с сильвином, кристаллизующемся при $40^{\circ}C$. Сочетание в красных сильвинитах высокого содержания KCl , низкого содержания Br и наличия мелко-микрочернистых структур может быть результатом быстрой кристаллизации сильвина из охлаждающегося раствора. Наблюдающаяся в разрезе залежей красноцветной ассоциации довольно постоянную разницу в относительном содержании Br между чередующимися галитовыми и сильвинитовыми прослоями можно объяснить кристаллизацией их из расслоенной рапы в условиях разного температурного режима.

Довольно интересно мнение Д'Анса [D'Ans, 1968]: согласно его расчету, содержание Br в растворе зависит от пути вывода сульфат-иона и величины $MgCl_2 : K_2$. В случае метаморфизации рапы за счет $CaCl_2$ содержание Br снижается в 1,345 раза по сравнению с выводом сульфат-иона за счет $Ca(HCO_3)_2$. В какой-то мере это позволяет объяснить низкое содержание Br в растворах, не привлекая фактор постоянного и значительного влияния десцендентных процессов.

Все вышерассмотренные факторы вызвали изменение состава растворов и снижение в них содержания Br на стадии седиментации. В связи с этим разности сильвинитов и каменной соли с пониженным содержанием Br можно рассматривать как относительно мало измененные первично-седиментационные образования. Значительное место в формировании современного облика калийных залежей и перераспределении компонентов принадлежит диагенетическим процессам. Все перекристаллизованные разности сильвинитов и каменной соли характеризуются повышенными содержаниями Br . Значительное увеличение Br в диагенетически измененных разностях свидетельствует о высоком содержании этого компонента в преобразующих растворах. Растворы были высококонцентрированными и насыщенными газовыми компонентами. О возможном составе их можно судить по жидким фазам (подземные воды, рассолы, поровые воды, газовой-жидкие включения), находящимся в равновесии с породами. В большинстве своем жидкие фазы обогащены $CaCl_2$ и характеризуются близкими значениями $CaCl_2 : MgCl_2$ (3,2—4,0). Однако вряд ли можно считать, что столь высокие значения $CaCl_2 : MgCl_2$, характерные для захороненных растворов, были присущи и седиментационным рассолам. Они указывают

прежде всего на большую роль CaCl_2 в диагенетических процессах. Наиболее широко диагенетические преобразования распространены в чистых разрезах горизонтов пестроцветной ассоциации. Здесь наблюдаются массовая перекристаллизация красных сильвинитов с переходом их в белые, взаимопереходы между карналлитом и белым сильвинитом с высоким содержанием Br . По-видимому, белые сильвиниты с аномально высоким содержанием Br образовались в диагенезе в результате инконгруэнтного разложения карналлита под влиянием миграции остаточных растворов, насыщенных по CaCl_2 , но способных растворять карналлит [Борисенков, 1973]. Величина бромхлорного отношения этих растворов (28–40) соответствует конечной стадии садки карналлита и садке бишофита. Среди диагенетических преобразований в красноцветной ассоциации наряду с процессами осветлений и обесцвечивания сильвина наблюдается его карналлитизация, характерная для низов глинисто-карналлитового пласта, за счет растворов, захороненных в галопелитовых прослоях. Тонкодисперсный глинисто-терригенный материал, находящийся в составе калийных залежей и захороняющий в своем поровом пространстве большие количества высококонцентрированных остаточных растворов, сыграл определенную роль в перераспределении ряда компонентов на диагенетической стадии, контролируя масштабы и характер диагенетических преобразований соляных пород.

Предположения, высказанные нами по поводу отдельных моментов образования калийных солей Припятского прогиба, могут быть рассмотрены как возможные пути формирования различий, возникающих на стадиях седиментации и диагенеза, и пока не могут объяснить весь ход природных процессов для месторождений хлоридного типа. Однако опыт изучения геохимии Br в различных соленосных отложениях, лишенных MgSO_4 [Колосов, Пустыльников, 1976; Шлеймович, 1976], показывает относительную близость содержаний MgSO_4 в сходных по структурно-текстурным особенностям разностях соляных пород и одинаковые тенденции в изменении концентраций этого элемента при проявлении близких по своим характеристикам процессов независимо от того, в какое геологическое время и в каком бассейне они протекали.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенков В.И. Метод совмещения проекций при изображении состава многокомпонентных водно-солевых систем и его применение в геохимии галогенеза. — Геохимия, 1973, № 9, с. 1382–1391.
- Веляшко М.Г., Жеребцова И.К., Лаврова А.Н., У-Би-Хао. О распределении брома между кристаллами солей и растворами различного состава и концентраций. — В кн.: Бром в соляных отложениях и рессолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 381–404.
- Девонские соленосные формации Припятского прогиба / Р.Г. Гарецкий, В.З. Кислик, Э.А. Высоцкий и др. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.
- Калийные соли Припятского прогиба / Р.Г. Гарецкий, Э.А. Высоцкий, В.З. Кислик и др. Минск: Наука и техника, 1984. 200 с.
- Колосов А.С., Пустыльников А.М. Распределение брома в галите и характер калийной минерализации кембрийских соленосных отложений Канско-Тасеевской впадины — В кн.: Бром в соляных отложениях и рессолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 303–322.
- Шлеймович Р.Э. Бром в соляных породах Верхнекамского месторождения. — В кн.: 13. Зак. 657

- Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 48–141.
- D'Ans J.* Einige theoretische Unterlagen zur Behandlung der Fragen über die Bildungsbedingungen der oberrheinischen Kalisalzlagerstätten. — Kali und Steinsalz. 1968, Bd 5, H. 1, S. 1–5.
- Braitsch O.* Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Berlin: Springer, 1962. 232 S.

УДК 552.53:551.734 (571)

Р.Г. Матухин, О.И. Петриченко, П.Н. Соколов

ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГАЛИТЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ СОЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ

Жидкие включения в седиментационном галите представляют собой законсервированные фрагменты солеродной рапы, т.е. по своей природе являются реликтами среды соленакопления древних бассейнов. Аналогично включения в перекристаллизованном галите отражают физико-химические условия преобразования соляной толщи.

Для выяснения условий накопления и преобразования соляных залежей в девоне Сибири проанализированы включения в галите практически всех известных к настоящему времени месторождений и солепроявлений. В связи с различной степенью их преобразования получены неравнозначные по информативности результаты. Так, каменная соль, отобранная на месторождении Туз-Таг (Дус-Даг) в Тувинском прогибе, оказалась полностью перекристаллизованной. Соль претерпела здесь, по-видимому, стадию катагенеза, которая характеризовалась пластической деформацией галита и вытеснением из него растворов и газов под действием повышенных температур и давлений, что, естественно, не позволило сделать сколько-нибудь определенные выводы об условиях ее накопления и преобразования. Наиболее представительные результаты получены по данным исследования каменной соли Глубокоозерной и Микчандинской площадей Норильского района северо-запада Сибирской платформы, а также Таас-Туусской и Кэдепчикской площадей Кемпендяйской впадины (Якутия). Характеристике этих месторождений и посвящено в основном данное сообщение.

Глубокоозерная площадь расположена в 65–70 км к востоку от г. Норильска на южном побережье оз. Глубокого. Соленосная толща вскрыта скв. Гос-4 в интервале 704,5–1019 м. Она приурочена к образованиям мантуровской свиты среднего девона. Сложена пластами каменной соли мощностью до 70 м, переслаивающимися с пластами и пачками ангидритов, доломитов и смешанных пород глинисто-сульфатно-карбонатного состава мощностью до 51 м. Нижняя часть соленосной толщи прорывается редкими маломощными пластовыми интрузиями долеритов. На контакте с последними (глубина 1007,5–1019 м) соль подвержена значительным из-

менениям, выразившимся в полной перекристаллизации галита, вытеснении из него летучих фаз, амфиболизации глинистой примеси и других преобразованиях. Выше 950–900 м галит в соляных пластах перекристаллизован неравномерно. Здесь преобладают средне- и неравномерно-кристаллические структуры. Нередко наблюдается и крупнокристаллический шпатовый галит.

Включения в галите размером от 10 до 70–80 мкм разрозненны, имеют изометричную и кубическую формы. Выполнены раствором со средней и низкой газонасыщенностью (кроме галита, подвергшегося контактовому метаморфизму, газонасыщенность включений в котором достигает 1000 см³/л). Нередко совместно с раствором во включениях присутствуют кристаллики сильвина. Последний наиболее распространен в соляных пластах средней части свиты (интервал 915–807 м). Седиментационного галита в исследованных образцах не обнаружено. Химический состав растворов приведен в табл. 1.

Полученные данные свидетельствуют, что галит Глубокоозерной площади претерпел перекристаллизацию на стадии диагенеза. Перекристаллизация происходила без существенного повышения температуры. Растворы диагенетической стадии минералообразования относились к хлоридному типу, хлоркальциевому подтипу. Максимальные содержания К в растворе вплоть до полного насыщения (более 35 г/л) наблюдаются в соляной пачке, вскрытой в интервале 829–899 м. Эти факты могут служить показателем потенциальной калиеносности средних частей мантуровской свиты северо-запада Сибирской платформы. Такой вывод подтверждается и сравнительно высокими значениями (до 0,38) бромхлорных коэффициентов, характерных для данной части разреза.

Микчандинская площадь расположена на северном побережье оз. Лама и в структурном плане приурочена к зоне сочленения Тунгусской синеклизы с Норильско-Хараеласким прогибом. Наиболее полно соленосная толща среднего девона вскрыта здесь скв. МД-10, пробуренной примерно в 10 км восточнее устья р. Микчанды (интервал 720–906 м). В нижней части разреза, как и на Глубокоозерной площади, соленосная толща прорывается маломощными пластовыми интрузиями долеритов. Бурение скважины остановлено в одной из таких интрузий на глубине 922,3 м. На контактах с интрузивными телами как каменная соль, так и несоляные породы несут отчетливые следы гидротермальных преобразований. Детальная литолого-минералогическая характеристика этих отложений приведена в специальной статье [Матухин и др., 1974].

Рассматриваемая толща сложена пластами каменной соли мощностью 2–47 м, разделенными редкими прослоями (1,5–14,0 м) карбонатно-сульфатных пород. Каменная соль массивная или мелкослоистая, в различной степени перекристаллизованная. Перекристаллизация, однако, почти не нарушила ее седиментационную слоистость. Мощность годичных прослоев соли 2–10 см. Первичная седиментационная структура в галите (рис. 1) отмечается в сравнительно редких случаях, преимущественно в средних и верхних частях разреза.

Жидкие включения, изометричные или кубические, имеют размеры 10–100 мкм, редко крупнее. Заполнены раствором, насыщенным по NaCl. Содержания других компонентов в растворах приведены в табл. 2. Иног-

Таблица 1

Характеристика жидких включений в галите из среднедевонских отложений Глубокоозерной площади (скв. Гос-4)

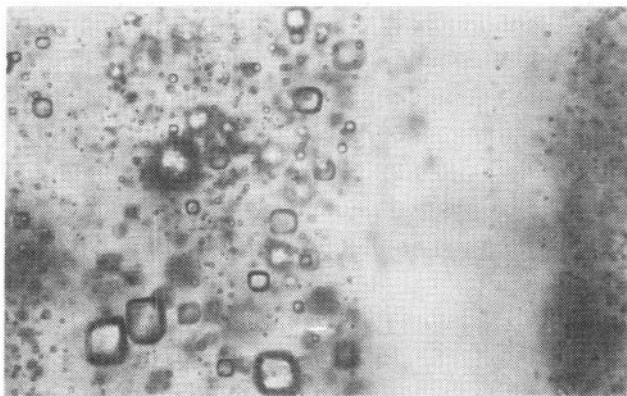
Глубина отбора, м	Исследуемый галит	рН	Химический состав, г/л			Газонасыщенность, см ³ /л	Температура гомогенизации, °С
			K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺		
810	Перекристаллизованный	5,0–5,5	23,6	23,4	79,4	25–30	42–45
858	Неравномерно перекристаллизованный	5,5–6,0	38,2	14,5	36,1	10–15	40–42
896	Перекристаллизованный	5,5	29,7	17,7	37,4	—*	—
938	”	4,5–5,0	11,1	29,7	66,7	до 500	—
1013,4	Контактово-метаморфизованный	3,5–4,0	—	—	—	до 1000	—

* Прочерки в данной и последующих таблицах означают, что указанная величина не определялась.

Таблица 2

Характеристика жидких включений в галите из среднедевонских отложений Микчандриской площади (скв. МД-10)

Глубина отбора, м	Исследуемый галит	рН	Химический состав (г/л)			Газонасыщенность, см ³ /л	Температура гомогенизации, °С
			K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺		
755	Слабо перекристаллизованный	4,5	28,3	32,0	101,0	10–15	< 40
774,9	Перекристаллизованный	4,0–4,5	21,6	45,0	117,0	до 10	≤ 40
832	”	4,0–4,5	38,6	33,0	102,0	48–50	> 40
832	Седиментационный	4,0–4,5	34,9	31,3	93,0	23–24	< 40
845	Полностью перекристаллизованный	< 4,0	20,0	54,0	99,0	120–130	> 95



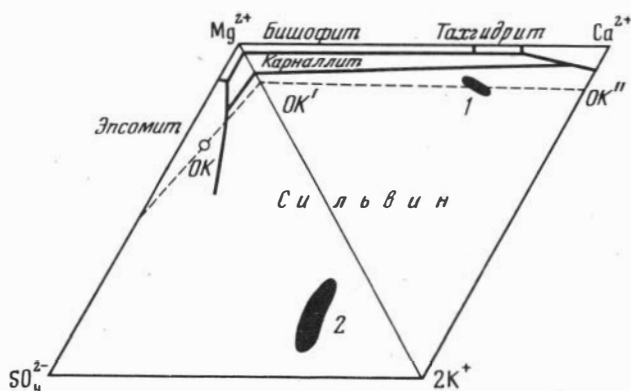
Р и с. 1. Жидкие включения в седиментационном галите из среднедевонских отложений Микчандинской площади (скв. МД-10, глубина 832 м). Ув. 80

да наряду с жидкой фазой в рассматриваемых включениях присутствуют еще более мелкие пузырьки газа и кристаллики аутигенного ангидрита. Характерной особенностью растворов всех исследованных нами образцов среднедевонской каменной соли Норильского района является полное отсутствие в них сульфат-иона.

Судя по составу растворов в седиментационном галите в Норильском районе, рапа Мантуровского солеродного бассейна относилась к хлоридному типу хлоркальциевому подтипу (рис. 2, точка 1). Седиментация галита происходила при температурах не более 40°C . Судя по данным газонасыщенности реликтовой рапы ($\text{N}_2 + \text{CH}_4$), давление на дне бассейна во время выпадения галита средних частей разреза составляло 6–8 ат, что соответствовало глубине его в пределах 50–60 м. Концентрация К в рапе была близка к насыщению (35 г/л), поэтому условия для накопления калийных минералов в бассейне следует рассматривать как весьма благоприятные. Соотношение в рапе К–Mg–Ca свидетельствует о наиболее вероятном выпадении в первую очередь сильвинитов.

Эпигенетические преобразования каменной соли как на микчандинской, так и Глубокоозерной площадях протекали при близких физико-химических условиях. Перекристаллизация галита происходила при температурах около 40°C при участии растворов, практически не отличавшихся по своему химическому составу от рапы солеродного бассейна. Система в целом не была насыщена газами. Последние, по-видимому, в значительной мере были унаследованы от газов, растворенных в седиментационном бассейне. В иных условиях перекристаллизовывался галит в нижних горизонтах разрезов (ниже 840–860 м), на которые могли оказать существенное влияние интрузии долеритов. Температура среды нередко поднималась выше $100\text{--}150^{\circ}\text{C}$. Система отличалась высокой газонасыщенностью. Среди растворенных газов существенная роль принадлежала CO_2 . В химическом составе растворов резко понизилась роль К и повысилась – Mg.

Все исследованные разрезы Норильского района характеризуются высокой (от 20,0 до 38,6 г/л) концентрацией К в реликтовых растворах



Р и с. 2. Положение фигуративных точек химического состава рапы девонских солеродных бассейнов Сибирской платформы на диаграмме М.Г. Валяшко [1975]

1 — среднедевонский солеродный бассейн северо-западной части (Микчандинская площадь); 2 — позднедевонский солеродный бассейн юго-восточной части (Кемпендяйская впадина)

включений. Имеющийся к настоящему времени опыт исследований в этой области свидетельствует, что такие величины присущи для отложений каменной соли с калийными телами. Эти данные еще раз подтверждают сделанные ранее [Бгатов и др., 1967; Матухин и др., 1974] выводы о перспективах калиеносности среднедевонских отложений северо-запада Сибирской платформы. В связи с тем что рассматриваемые площади располагались в прибортовой части солеродного бассейна, в целом перспективы калиеносности их, как и прежде, мы оцениваем невысоко. Перспективные районы в отношении поисков калийных солей располагаются севернее и северо-восточнее, где по геофизическим данным намечается наличие среднедевонских конседиментационных впадин.

Кроме охарактеризованных выше разрезов, в Норильском районе были исследованы включения в четырех образцах каменной соли, отобранных из керна скв. ИС-13 (Северо-Имангдинская площадь). Соленосные отложения вскрыты здесь в интервале 940–1035 м. Бурение скважины остановлено в пластовой интрузии долерита на глубине 1040 м. Галит в исследованных образцах оказался полностью перекристаллизованным при повышенных (более 150–200°C) температурах и значительных давлениях, по-видимому, под влиянием близко расположенных интрузий долерита. Это привело к вытеснению и ликвидации в нем газово-жидких вакуолей. Встречены лишь единичные жидкие микровключения размером до 10 мкм. Химический состав раствора удалось определить лишь в одном образце (глуб. 962 м). В растворе содержатся (в г/л): K^+ — 23,8; Mg^{2+} — 7,7; Ca^{2+} — 145,7; рН раствора — 3,5–4,0; газонасыщенность — более 1000 см³/л. В составе растворенных газов преобладает CO₂ — 99%.

На п-ове Юрюнг-Тумус каменная соль среднедевонского возраста образует шток эллипсоидальной формы в плане с осями 3400 × 870 м. Шток прорывает верхнепалеозойские и мезозойские осадочные образования общей мощностью более 2500 м и перекрывается карбонатно-сульфатны-

Т а б л и ц а 3

Характеристика жидких включений в перекристаллизованном галите из среднедевонских отложений купола Нордвик (п-ов Юрюнг-Тумус)

№ образца	Место отбора образца (м от кровли)	рН	Химический состав, г/л				Давление газа, ат
			K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	
10	2	6,0–	27,0–	0,9–	< 0,5	4,5–6,1	≪ 1
		6,5	36,0	2,0			
15	6	6,0–	26,0–	0,9–	0,5	4,5–6,0	< 1
		6,5	34,0	2,0			
21	Из отвала шахты	6,0	31,4	2,5	0,5	5,0	0,02–0,03

ми породами кепрока средне-позднедевонского возраста. Каменная соль обнажается в западной части кепрока (купола Нордвик), образующего сильно расчлененную сопку в центре п-ова Юрюнг-Тумус. Общая мощность солей в нормальном залегании, по данным М.К. Калинин [1953] и др., составляет не менее 300 м. Исследованная верхняя часть соленосных отложений, выходящих на дневную поверхность в депрессиях рельефа в среднем течении р. Сопочной, слагается дислоцированными пластами слоистой, в различной мере загрязненной каменной соли, переслаивающимися с пластами массивной, относительно чистой, прозрачной и полупрозрачной каменной соли мощностью от 0,2–0,5 до 12,0 м. Ни в одном из исследованных образцов не обнаружен зональный седиментационный галит. Он полностью перекристаллизован и пластически деформирован участками с отчетливыми следами течения, поэтому судить об условиях седиментации в бассейне по газово-жидким включениям не представляется возможным. Включения в эпигенетическом галите разрозненны, округлой и овальной, реже изометричной или кубической формы, размерами 5–100 мкм. Выполнены они, как правило, газово-жидкой и жидкой фазой. Редко наблюдаются газовые вакуоли. В составе газов отсутствует CO₂. Вызывает удивление и необычно низкое (до 0,02 ат) давление газа в этих включениях. Теоретически их образование возможно в результате сильнейшего прогревания соляной толщи со свободной разгрузкой газа и паров воды, но скорее всего, эти газовые полости образовались в результате скальвания и растяжения отдельных "блоков" соли при ее движении к поверхности. Об этом свидетельствует приуроченность большинства из них к "залеченным" трещинкам.

Химический состав растворов включений приведен в табл. 3. Как видно из табл. 3, состав растворов из верхних горизонтов месторождения Нордвик существенно отличается от состава растворов включений в перекристаллизованных солях Норильского района. Перекристаллизация галита в районе купола Нордвик осуществлялась при участии растворов, в заметных количествах содержащих сульфат-ион. Они отличались также высокой концентрацией K и низкой – Mg. В связи с отсутствием седиментационного галита судить об источнике этих растворов затруднительно. Скорее все-

Таблица 4

Характеристика жидких включений в галите из позднедевонских отложений Кемпендйской впадины

№ скважины	Глубина отбора, м	Исследуемый галит	рН	K ⁺
К-1	275	Седиментационный	5,8	22,3
	275	Перекристаллизованный	—	32,2
	317	”	—	0,5—1,0
	425	”	5,4—5,8	0,9
	448	”	—	4,9
	710	Полностью перекристаллизованный	5,6	6,6
	990	Перекристаллизованный	—	6,4
444	1422	Седиментационный	5,5	7,7
	1422	Перекристаллизованный	—	—
	1606	”	5,0	—
442	3150	”	—	—
	3200	”	5,5	—

Примечание. Не обн. — не обнаружен.

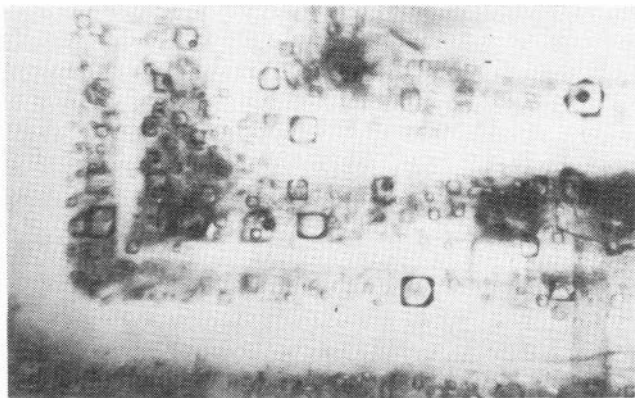
го, они были в какой-то мере унаследованы от рапы Нордвикского соленого бассейна. Именно благодаря наличию в его рапе сульфат-иона, на конечных стадиях осолонения сформировался, по-видимому, пласт глауберита, заместившегося в близповерхностных гипергенных условиях гипсом и мирабилитом. Последний вследствие вечной мерзлоты хорошо сохранился на месторождении и участками в смеси с гипсом обнажается в стенках карстовых воронок на расстоянии 2—4 м от кровли каменной соли. Мирабилитовая залежь мощностью 0,4—2 м прослежена К.А. Барановым [1947] в основании кепрока почти по всей территории купола Нордвик.

Соленосная толща, развитая в пределах Кемпендйской впадины, связана с красноцветными образованиями кыгыл-туусской свиты верхнего девона, погруженными на значительную глубину (до 6—7 тыс. м). Отдельные небольшие выходы соленосных отложений, приуроченные к ядрам положительных структур, известны в долинах рек Кемпендй (гора Таас-Туус), Кюндяй (оз. Таас-Туус) и Табасында. В присводовых частях Кемпендйской, Таас-Туусской, Восточно-Кюндяйской и Кэдепчикской антиклиналей толща пройдена на различную глубину рядом буровых скважин. Ни в одном разрезе свита не вскрыта на полную мощность. Состав жидких включений изучен по керну колонковой скв. К-1, пробуренной

Химический состав, г/л			Газонасыщенность, см ³ /л	Температура минералообразования, °С
Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻		
1,3	0,5	4,6	1	< 40
0,8	0,5	4,6	—	—
0,3–0,5	Не обн.	Не обн.	—	—
0,9	2,9	1,7	—	> 100
0,5–1,0	1,2	120	—	—
0,5–1,0	5,0	0,5	—	—
0,5	5,5	0,5	120	≥ 70
0,5	5,4	0,5–1,0	< 20	—
4,4	Не обн.	7,7	4,0	< 40
2,4	40,0	Не обн.	165	< 40
—	65,0	”	—	—
—	47,0	”	> 100	—
—	53,0	”	> 100	—

на левом берегу р. Кемпендяй в своде Таас-Туусской брахантиклинали, и частично дополнен сведениями, полученными в последнее время по результатам изучения единичных образцов из керна скважин 442 и 444, пробуренных на Кздепчикском поднятии (табл. 4).

В изученных разрезах кыгыл-туусская соленосная свита складывается пластами каменной соли мощностью от 2,5–3 до 120 м, переслаиваемыми с мергелями, аргиллитами, алевролитами и реже глинистыми ангидритами, песчаниками и брекчиями. В верхней половине свиты встречаются мало мощные (до 0,5–1,0 м) прослои пирокластических пород кислого и щелочного состава. Общая мощность вскрытого разреза свиты в скв. К-1 составляет 1130 м, в Кздепчикских скважинах 442 и 444 соответственно – 1393 и 670 м. Каменная соль кыгыл-туусской свиты крупнокристаллическая, сильно перекристаллизованная, характеризуется значительной примесью терригенного материала, а также весьма низкими содержаниями Вг и К. Бромхлорные отношения в ней составляют 0,02–0,19, а максимальные содержания К – 0,093–0,095%. В каменной соли из разреза Кемпендяйской скв. 1-Р Вг вообще не был обнаружен, а К отмечался лишь в двух образцах в количествах до 0,02% [Соколов, Матухин, 1980]. Включения в соли преимущественно изометрично-полигональные, иногда кубические, размером 10–20 до 100 мкм, редко крупнее (рис. 3), выполнены



Р и с. 3. Ритмично-зональное расположение включений в седиментационном галите из верхнедевонских отложений Кемпендяйской впадины (скв. К-1, глубина 275 м). Ув. 30

раствором иногда с ксеногенным ангидритом. В составе газов преобладают азот и метан. Газовая фаза характеризуется низкими давлениями. Судя по низкой газонасыщенности реликтовой рапы и наличию лишь однофазных включений в неперекристаллизованном галите, глубина бассейна седиментации не превышала нескольких метров, а температура солеобразования в нем не поднималась выше 40°C .

Химический состав рапы существенно отличался от рапы морского происхождения. Она относилась к сульфатному типу с необычно низкими содержаниями ионов Mg и Ca и относительно высокими – K и SO_4^{2-} (см. рис. 2, точка 2). Высокая концентрация K в реликтовых растворах (22–31 г/л) свидетельствует о возможном выпадении калийных минералов в бассейне, первым из которых мог бы осаждаться глазерит ($3\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$). Однако геологические данные противоречат последнему выводу.

По сравнению с исходной солеобразующей средой в диагенетическом минералообразовании принимали участие растворы хлоридного типа с CaCl_2 . В их составе снизилась роль K, Mg и SO_4^{2-} . Иногда система насыщалась газовыми компонентами, среди которых CO_2 играл незначительную роль. О температурных условиях диагенеза осадков судить очень трудно из-за более поздних наложенных необратимых процессов, приведших к растрескиванию и "взрыву" стенок микровключений.

Таким образом, в результате изучения жидких включений в каменной соли получены достоверные данные о составе солеобразующей рапы, температурах девонских солеродных бассейнов Сибири, их ориентировочной глубине и других физико-химических условиях формирования и преобразования соленосных толщ. Эти данные в совокупности с материалами изучения вещественного состава соленосных образований позволяют более достоверно восстанавливать палеогеографию районов соленакопления и прогнозировать перспективы поисков полезных ископаемых. Данными исследованиями подтвердилось, что каменная соль среднего девона севе-

ро-запада Сибирской платформы сформировалась за счет сгущения рапы морского происхождения и что концентрация ее в средне-позднемантуровское время доходила до стадии садки сильвина. Получены также дополнительные факты, подтверждающие континентальное происхождение верхнедевонской кыгыл-туусской каменной соли Кемпендяйской впадины, что, естественно, повышает перспективы поисков в этом районе не только сульфатов Na, но и других полезных ископаемых, связанных с континентальными соленосными отложениями, в частности минералов содовой группы.

ЛИТЕРАТУРА

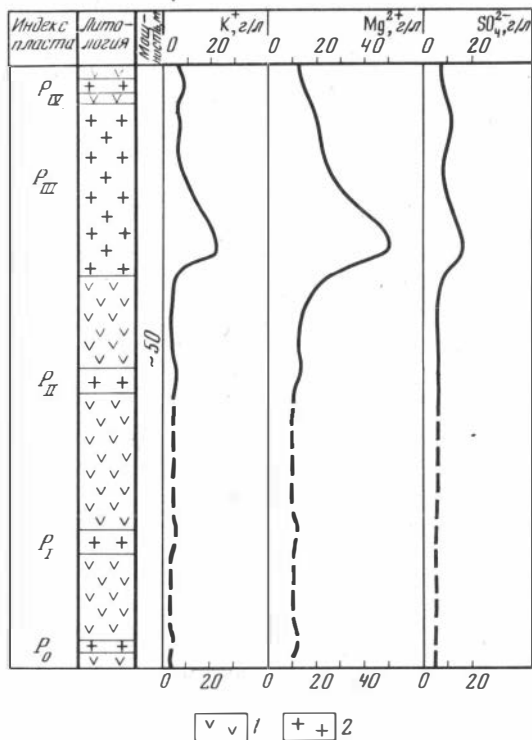
- Баранов К.А.* К геологии мирабилита Нордвикского солянокупольного месторождения. — В кн.: Недра Арктики. Л.: Главсевморпуть, 1947, № 2, с. 177–187.
- Бгатов В.И., Казаринов В.П., Матухин Р.Г., Нестеровский В.С.* О перспективах калиеносности девонских отложений севера Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1967, № 4, с. 44–47.
- Валяшко М.Г.* Геохимические условия формирования отложений тахгидрита. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 297–311.
- Калинко М.К.* Геология и нефтеносность полуострова Нордвик (Юржун-Тумус). Л.: Главсевморпуть, 1953. 166 с.
- Матухин Р.Г., Пашкевич С.Р., Соколов П.Н., Черевков Е.А.* О среднедевонских галогенных отложениях на северном побережье оз. Лама (северо-запад Сибирской платформы). — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 4, с. 116–121.
- Соколов П.Н., Матухин Р.Г.* Литологические особенности кыгыл-туусской соленосной толщи Кемпендяйской впадины. Новосибирск: Наука, 1980, с. 42–55. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 277).

УДК 550.4:552.53 (47)

В.М. Ковалевич, Г.А. Московский, В.И. Копнин

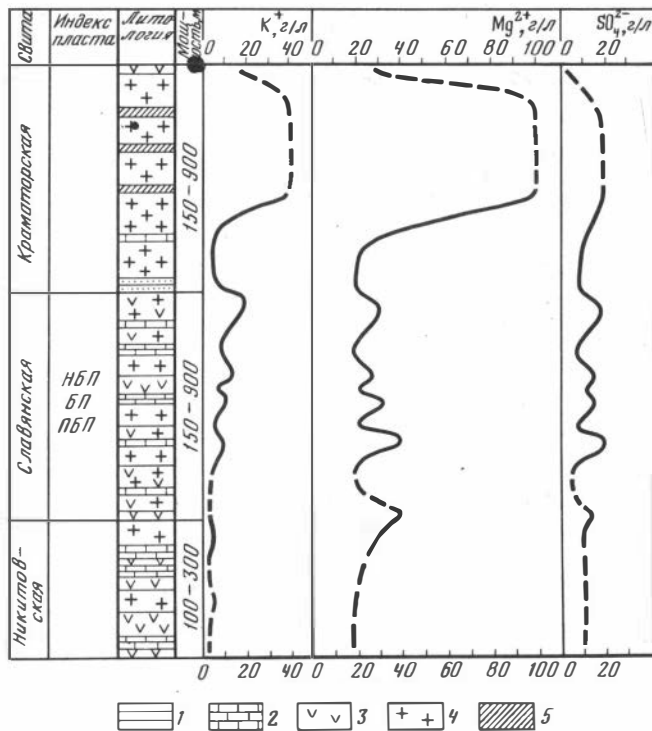
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАПЫ НИЖНЕПЕРМСКИХ СОЛЕРОДНЫХ БАСЕЙНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО РЕГИОНА

Нижнепермский Восточно-Европейский соленосный бассейн (регион) является одним из крупнейших в мире. Галогенные отложения, развитые в различных районах этого бассейна, несколько отличаются по времени образования, палеогеографическим условиям, строению и составу калийно-магниевого солей, в связи с чем они отнесены к различным группам, классам или типам практически во всех предложенных классификациях галогенных формаций [Валяшко, 1962; Фивег, 1967; Корневский, 1973; Жарков и др., 1981]. Степень изученности галогенных отложений как отдельных районов, так и бассейна в целом довольно высокая [Жарков, 1974; Мерзляков, 1979; и др.]. Вместе с тем дискуссионным или слабо изученным остается целый ряд вопросов генезиса солей, что в значительной мере, по-видимому, вызвано перечисленными различиями галогенных отложений в каждом из районов. Так, за исключением работы О.И. Пе-



Р и с. 1. Изменение состава растворов включений в галите в разрезе Белбажского месторождения (Двинско-Сухонский бассейн)

1 – ангидритовая порода; 2 – каменная соль



Р и с. 2. Изменение состава растворов включений в галите в разрезе соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины

Породы: 1 – терригенные, 2 – карбонатные, 3 – ангидритовая; соли: 4 – каменная, 5 – калийные

триченко и Е.П. Сливко [1973], исследовавших соленосные отложения Донбасса, практически нет данных о химическом составе рапы древних солеродных бассейнов и закономерностях ее развития в процессе накопления солей, не выяснены причины различия в химическом и минеральном составе калийно-магниевых солей.

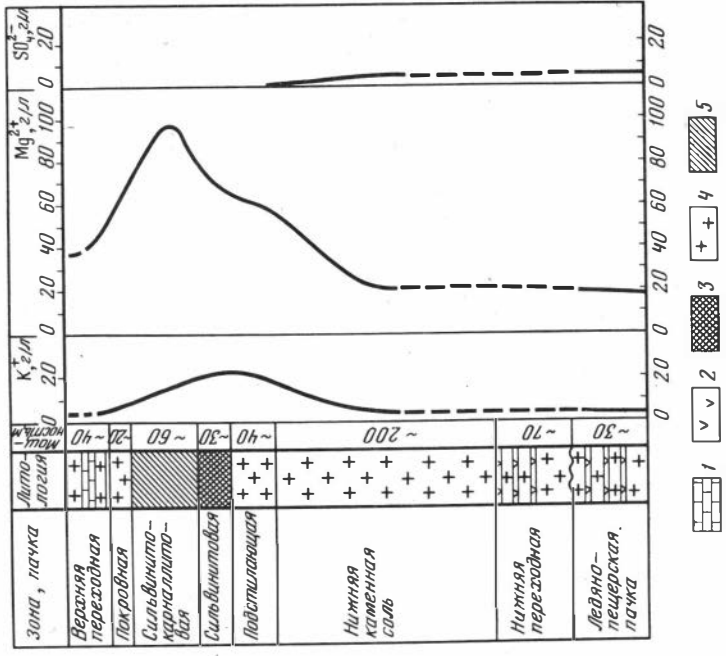
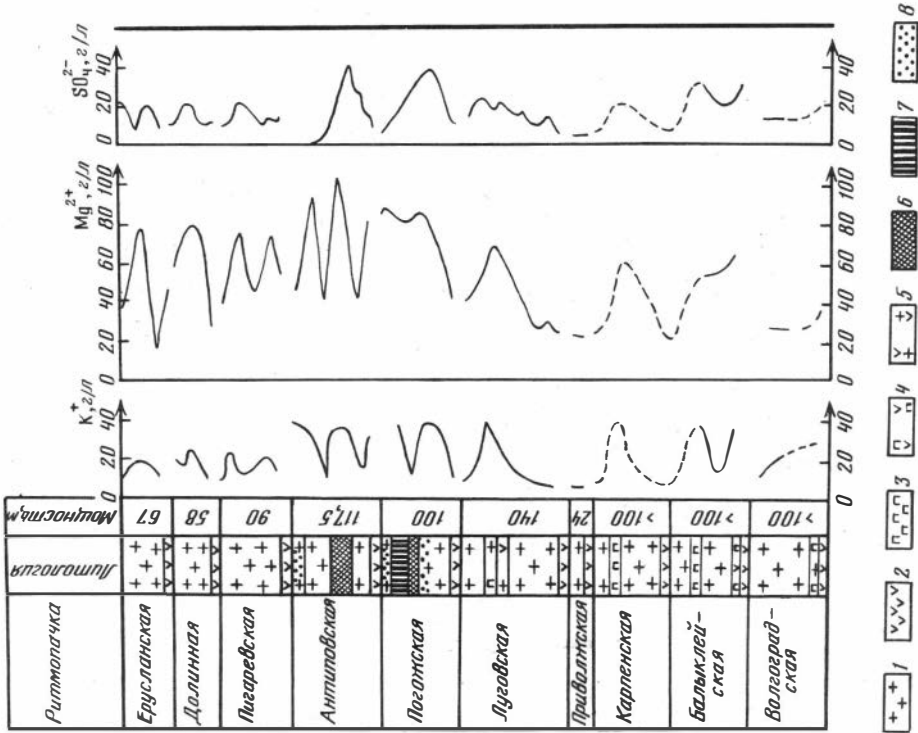
Осветить эти вопросы позволяют результаты изучения включений в седиментационном галите по методике, предложенной О.И. Петриченко [1973]. Одним из основных методов исследования, который мы использовали, служил метод так называемого ультрамикрочимического анализа, позволяющий определять содержание основных компонентов в растворах включений. Ошибка определения каждого отдельного компонента при проведении двух-трех параллельных анализов не превышала 10–17%.

К настоящему времени в нашем распоряжении накопился фактический материал по изучению включений в галите четырех крупных районов Восточно-Европейского бассейна: Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), Двинско-Сухонского района, Соликамской и Прикаспийской впадин. Образцы для исследований (пробы каменной соли) отобраны в шахтах Артемовского месторождения каменной соли (ДДВ), Верхнекамского месторождения калийных солей (Соликамская впадина) и по целому ряду скважин, пробуренных на территории всех исследованных районов. Пробы каменной соли из Двинско-Сухонского района предоставлены в наше распоряжение Р.Р. Тумановым. Схематические разрезы отложений в изученных районах, составленные по литературным данным [Галицкий и др., 1972; Копнин, Коротаев, 1979; Туманов, 1981; Деревягин и др., 1981; и др.], приведены на рис. 1–4.

Непосредственному исследованию в образцах каменной соли (в основном перистой) подверглись зерна галита, имеющие первично-зональное скелетное строение – структуру "елочки", которые мы, вслед за М.Г. Вальяшко [1951], рассматриваем как седиментационные образования.

В отношении количества и сохранности таких скелетных образований галита пермские соли региона являются одними из лучших среди древних галогенных отложений. Включения в зонах в основном однофазовые жидкие, имеют форму отрицательных кубических кристаллов и только в галите, находящемся вблизи или непосредственно в залежах калийных солей, во включениях наблюдается твердая фаза – кристаллики-узники сильвина, карналлита или бишофита. Результаты химических анализов растворов включений в зональном галите рассматривались как отвечающие химическому составу рапы древних солеродных бассейнов в момент кристаллизации исследуемого галита.

Остановимся на особенностях состава рапы бассейнов. Как уже отмечалось, соленосные отложения в пределах региона формировались в различные отрезки времени ранней перми: в ДДВ – в асельское и сакмарское время, в Двинско-Сухонском районе – в сакмарское, в Соликамской и Прикаспийской впадинах – в кунгурское (изученная нами часть разреза). Тем не менее химический состав рапы солеродных бассейнов в каждом из районов на самых начальных этапах галитовой стадии, судя по результатам исследований растворов включений, был весьма близким (таблица). Для этой цели изучены включения в галите из самых низов разрезов соленосных толщ.



Для сравнения в нижней части таблицы приведены содержания тех же компонентов в современной океанической воде, сгущенной до начала садки галита. Некоторый разброс значений обусловлен тем, что общая концентрация рапы в каждом из районов (по изученным включениям) не соответствовала строго самым начальным этапам галитовой стадии. Полученные цифровые данные позволяют говорить о существенной прямой метаморфизации рапы (пониженном содержании сульфат-иона) в каждом из солеродных бассейнов по сравнению с современной сгущенной океанической водой. Четко эти различия проявляются на диаграмме (рис. 5) по положению фигуративных точек состава растворов. Наибольшей степенью метаморфизации характеризовалась рапа Соликамского бассейна — фигуративная точка ее состава занимает верхнее положение. В целом анализ положения фигуративных точек на диаграмме позволяет прогнозировать при дальнейшем сгущении рапы кристаллизацию калийно-магниевого солей в основном хлоридного состава с подчиненным количеством сульфатных минералов.

Однако дальнейшее изменение состава рапы бассейнов в результате ее концентрирования и континентального стока осуществляется в двух основных направлениях. Суть первого направления (показано длинными стрелками на диаграмме), характерного для Соликамского бассейна, заключается в полном обессульфачивании рапы к началу садки калийных солей. Поэтому образовавшиеся калийные соли в пределах этой впадины имеют исключительно хлоридный состав.

Второе направление изменения состава рапы (короткие стрелки на диаграмме), характерное для остальных изучавшихся бассейнов, соответствует теоретическому направлению изменения рассолов под влиянием их концентрирования и кристаллизации, т.е. в данном случае обессульфачивание рассолов не происходило. В связи с этим в районах Прикаспийской впадины и ДДВ встречаются калийно-магниевого соли как хлоридного, так и сульфатного состава. Есть сведения [Туманов, 1981] о наличии сульфатных калийно-магниевого минералов и в Двинско-Сухонском районе, где залежи этих солей отсутствуют.

Детали изменения химического состава рапы солеродных бассейнов в процессе их развития выявились при нанесении данных исследования включений на разрезы (см. рис. 1—4). Рассмотрим их для каждого из бассейнов отдельно.

Состав рапы Двинско-Сухонского бассейна изучен по образцам галита, отобраным по керну скважин, пробуренных на Белбажском месторож-

Р и с. 3. Изменение состава растворов включений в галите в разрезе соленосных отложений Краснокутского района северо-западной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины

1 — каменная соль; породы: 2 — ангидритовая, 3 — полигалитовая, 4 — полигалит-ангидритовая, 5 — полигалит-галитовая, 6 — карналлитовая, 7 — бишофитовая; 8 — примесь калийных минералов и кизерита

Р и с. 4. Изменение состава растворов включений в галите в разрезе Верхнекамского месторождения (Соликамский бассейн)

Породы: 1 — карбонатные, 2 — ангидритовая, 3 — карналлитовая; 4 — каменная соль; 5 — сильвинит

Состав растворов включений в седиментационном галите из низов соленосных толщ, г/л

Район	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻
Двинско-Сухонский	5,1	13,8	4,8
Днепровско-Донецкая впадина	6,5	35,0	12,4
Соликамская впадина	4,3	21,3	5,1
Прикаспийская впадина	5,2	22,6	11,0
Современная сгущенная океаническая вода	3,3	15,5	21,0

Примечание. Содержание компонентов в современной сгущенной океанической воде рассчитано по данным М.Г. Валяшко [1962].

дении каменной соли. Соленосная толща (мощностью всего около 50 м) представлена здесь переслаиванием пластов каменной соли и ангидритовой породы. Как видно из рис. 1, на всем протяжении садки солей соотношение основных компонентов рапы (K, Mg и SO₄²⁻) сохранялось примерно одинаковым. Наиболее высокая концентрация рапы, соответствующая средним и конечным этапам галитовой стадии, была достигнута на короткое время в процессе образования III пласта каменной соли. Дальнейшее сгущение рапы могло привести к садке калийно-магниевых солей хлоридного и сульфатного состава. Однако, очевидно, небольшие масштабы бассейна и последовавшее распреснение рапы препятствовали формированию залежей этих солей.

Весьма четкая и закономерная картина последовательного сгущения рапы получена для солеродного бассейна ДДВ (см. рис. 2). Здесь в процессе садки солей от никитовской до краматорской свиты на фоне этой общей тенденции наблюдается синхронное колебание содержания исследованных компонентов. Вместе с тем отмечается отставание роста содержания SO₄²⁻ по сравнению с ростом содержания K и Mg на высоких стадиях сгущения рапы. Возможно, именно на конечных этапах сгущения рассолов в связи с обмелением бассейна усиливается их метаморфизация в прямом направлении. К сожалению, состав рапы бассейна по включениям в минералах непосредственно во время формирования калиеносной зоны изучен еще слабо. Существенную роль в солевом балансе рапы, очевидно, играли рассолы, образующиеся в результате растворения девонских диapiroв. Об этом свидетельствуют палеогеографические построения и данные о пониженном содержании Br в солях [Корневский и др., 1968].

Интересные закономерности поведения исследованных компонентов установлены для разреза кунгурских соленосных отложений Прикаспийской впадины, изученных в одном из районов прибортовой зоны (см. рис. 3). Результаты исследования включений в солях впадины в значительной мере опубликованы ранее [Московский, Сиротин, 1981; Ковальский и др., 1981; и др.], поэтому здесь мы отметим только самые общие закономерности развития рапы бассейна. В целом, по данным анализов растворов включений, подтверждается ритмичное строение соленосной толщи, обусловленное периодическими сгущениями и опреснениями

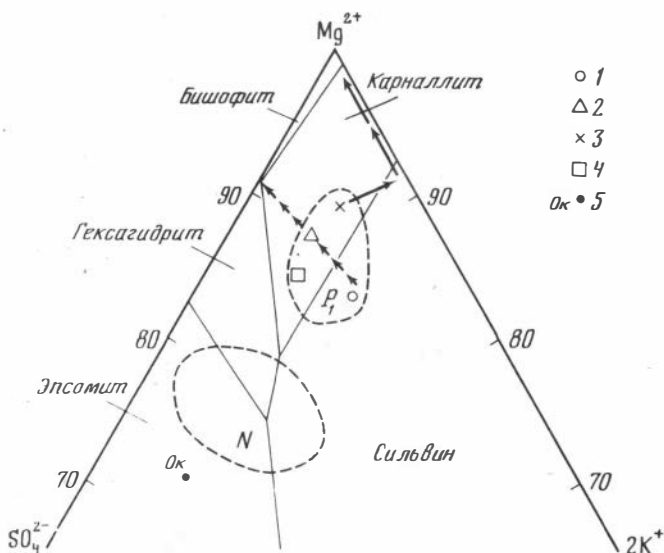


Рис. 5. Состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов на начальных этапах галитовой стадии ("солнечная" диаграмма)

Бассейны: 1 — Двинско-Сухонский, 2 — Днепровско-Донецкий, 3 — Соликамский, 4 — Прикаспийский; 5 — современная океаническая вода; пунктирной линией околнурены поля расположения фигуративных точек состава рапы нижнепермских солеродных бассейнов региона (P_1) и неогеновых бассейнов Предкарпатья (N); остальные условные обозначения поясняются в тексте

рапы бассейна. Установленный состав рапы, характеризующийся пониженным содержанием сульфат-иона, полностью объясняет наличие в разрезе калийно-магниевых солей сульфатного и хлоридного состава. В этом отношении районы Прикаспия и ДДВ весьма сходны между собой. Очевидно, сходной для этих районов должна быть и перспективная оценка минерального состава калийно-магниевых солей и связанных с ними других полезных ископаемых, в частности борной минерализации. На протяжении всего времени существования солеродного бассейна отмечается несколько коротких интервалов снижения содержания сульфат-иона. Эти интервалы тяготеют к границам между крупными циклами или мегациклами соленакпления и, возможно, обусловлены увеличением в эти промежутки времени континентального стока в бассейн. Несомненно, эти данные еще требуют уточнения. Но уже сейчас можно отметить, что определяющее значение для формирования солей района имели растворы сульфатного состава с существенно пониженным содержанием сульфат-иона по сравнению с современной океанической водой.

Особое направление развития состава рапы, как отмечалось, установлено для Соликамского бассейна. Здесь небольшое содержание сульфат-иона (около 5 г/л) в рапе сохранялось вплоть до начала садки калийных солей (см. рис. 4). Это обстоятельство, несмотря на исключительно хлоридный состав калийно-магниевых солей, сближает Соликамский бассейн с остальными нижнепермскими бассейнами Восточной Европы. Полное обессульфачивание рапы к началу садки калийно-магниевых солей,

по-видимому, обусловлено континентальным стоком в бассейн. Как видно из рис. 4, максимальной концентрации по К рапа достигла во время образования солей сильвинитовой зоны, а по Mg — во время кристаллизации солей сильвинито-карналлитовой зоны. Сульфат-ион в рапе больше не накапливался даже после завершения садки калийных солей.

Подводя итоги изложенному, можно сделать следующие выводы. Все нижнепермские солеродные бассейны региона в начале своего развития характеризовались рапой сульфатного состава, хотя и с пониженным содержанием сульфат-иона по сравнению с современной сгущенной океанической водой. Сульфатный состав рапы солеродных бассейнов, развитых в пределах этого крупнейшего соленосного бассейна, в комплексе с данными о наличии калийно-магниевого солей сульфатного состава в других крупных регионах пермского соленакопления (Центрально-Европейском, бассейне Мидконтинента) свидетельствуют, на наш взгляд, об уникальности пермского морского галогенеза. Его уникальность как раз и заключается в сульфатном составе рапы бассейнов. В фанерозое сульфатным составом рапы солеродных бассейнов характеризовался еще неогеновый период. Однако содержание сульфат-иона в рапе неогеновых бассейнов было значительно выше (см. рис. 5).

Данные о составе рапы нижнепермских солеродных бассейнов, существовавших в исследованных районах, позволяют прогнозировать минеральный состав еще не вскрытых залежей калийно-магниевого солей, а также другие полезные ископаемые, связанные с этими солями и галогенными формациями в целом (борная минерализация, серное оруденение). Приуроченность этих попутных полезных ископаемых преимущественно к пермским и неогеновым галогенным отложениям является известным фактом. Возможно, причина такой связи и состоит в сульфатном составе рапы солеродных бассейнов пермского и неогенового возраста.

Из исследованных бассейнов особо выделяется Соликамский. Для него было характерно наиболее низкое содержание сульфат-иона в рапе и полное обессульфачивание растворов к началу садки калийно-магниевого солей. Тем не менее сульфатный состав рапы на галитовой стадии развития позволяет ставить его в один ряд с другими пермскими солеродными бассейнами морского генезиса. Учитывая, что содержание сульфат-иона в пермских бассейнах вообще было довольно низким, полное обессульфачивание рапы некоторых из этих бассейнов под влиянием континентального стока представляется вполне реальным. Аналогичную картину изменения состава рапы мы вправе ожидать для Верхнепечорского бассейна, находящегося в сходных геологических условиях (с Верхнекамским), а возможно, и для некоторых других бассейнов. Таким образом, даже тот факт, что калийно-магниевого соли Соликамской впадины имеют только хлоридный состав, не исключает его из генетического единства пермских соленосных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М.Г.* Структурные особенности отложений современного галита. — Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1951, № 5, с. 65–74.
- Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.

- Галицкий И.В., Киреева Г.Д., Пашкевич Е.И.* и др. Структурно-фациальная зональность нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, 1972, с. 243–248.
- Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Седлецкий В.И.* и др. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов-н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981. 400 с.
- Жарков М.А.* Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М.* и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерности пространственного положения. – В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 3–22.
- Ковальский Ф.И., Московский Г.А., Румянцева О.П., Гилетин А.М.* Условия седиментации кунгурских галогенных отложений Куйбышевского Заволжья (по результатам изучения включений в минералах). – В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981, с. 29–32.
- Копнин В.И., Коротаев М.А.* Стратиграфия соляной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей. – В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения: Тез. докл. II Всесоюз. солевого совещ., 1979. Новосибирск, 1979, т. 2, с. 44–45.
- Корневский С.М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
- Корневский С.М., Бобров В.П., Супронюк К.С., Хрущов Д.П.* Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиенность. М.: Недра, 1968. 240 с.
- Мерзляк Г.А.* Пермские соленосные бассейны Евразии. Новосибирск: Наука, 1979. 144 с.
- Московский Г.А., Сиротин К.М.* Использование результатов изучения включений в минералах солей для выяснения условий седиментации и расчленения разрезов (районы Эльтона, Баскунчака и северо-западной части прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы). – В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981, с. 44–52.
- Петриченко О.И.* Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ: Наук. думка, 1973. 92 с.
- Петриченко О.И., Сливко Е.П.* Об условиях минералообразования в период формирования соленосных отложений Донбасса. – Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1973, вып. 3, с. 263–274.
- Туманов Р.Р.* Условия формирования сакмарской соленосной толщи. – В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981, с. 69–74.
- Фивег М.П.* Методика поисков калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 39 с.

Л.А. Решитько, Г.А. Семенов, А.С. Макаров

К ВОПРОСУ О СТРОИТЕЛЬНОСТИ НИЖНЕПЕРМСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

В настоящее время установлено, что повышенные содержания целестина встречаются в породах различных генетических типов, причем происхождение сульфата стронция предполагается от типично осадочного до явно гидротермального [Байков и др., 1978].

Для эвапоритовых бассейнов, изученных на территории США, Канады, Западной Европы, СССР, наиболее характерными являются проявления первично-седиментационного и перераспределенного целестина, встречающиеся в ассоциации с горизонтами доломитов и гипсоносных доломитизированных известняков [Бурков, Подпорина, 1962]. Подобные пластовые образования доломитов, переслаивающихся с сульфатами Са и содержащих флюорит и целестин, по мнению Н.М. Страхова, возникают в крайних частях крупных, преимущественно платформенных морских бассейнов на стадии средних степеней осолонения. Целестин в данном случае может рассматриваться как палеогеографический индикатор, указывающий на лагунный характер осадков.

На территории СССР стратиграфическую приуроченность наиболее крупных скоплений Sr, связанных с эвапоритовыми отложениями, к низам кунгурского яруса отмечают многие исследователи Н.М. Страхов и И.Д. Борнеман-Старынкевич [1946] — для территории Башкирского Приуралья, Е.К. Фролова [1958] и М.И. Фадеев [1963] — для Куйбышевского Заволжья. На присутствие значительных количеств целестина в основании филипповского горизонта Волго-Уральской области указывал С.М. Катченков [Фролова, 1958].

В основании кунгурских гидрохимических отложений на территории западного и северного обрамления Прикаспийской впадины выделен базальный пласт Волгоградской ритмопачки, сложенный доломитами и ангидритами со значительным содержанием магнезита, полигалита и целестина. Нижняя часть пласта мощностью 20—40 м характеризуется развитием пород магнезит-доломит-ангидритового состава, имеющих, как правило, скрытокристаллическое строение и светлую окраску. Содержание магнезита и доломита в них иногда достигает 40—50%, целестина — 3—5%. В незначительных количествах отмечаются полигалит, флюорит, бораты. Выше залегают тонкослоистые плитчатые глинисто-карбонатно-ангидритовые породы мощностью 5—7 м, над которыми вскрыты ангидриты или заменяющая их пачка пород, содержащая в переменных количествах доломит, магнезит (10—35%), полигалитовые породы (20—35%) и каменную соль (15—40%). Повсеместно в ангидритах отмечается присутствие целестина (2—3%) и боратов.

Скопления целестина обычно встречаются в виде тонкой вкрапленности, небольших зернистых агрегатов, а иногда они выполняют поры и трещины.

Изученное авторами новое проявление целестина вскрыто одной из

скважин, пробуренной в южной части Приволжской моноклинали. Разрез кунгурских отложений на этой территории представлен тремя сменяющими друг друга толщами: карбонатно-сульфатной (мощность более 1000 м), собственно солевой (72,2 м) и карбонатно-сульфатно-глинистой (48 м).

Соляная толща представлена каменной солью с пластом калийных солей, включающих сильвинит, галит-сильвинитовую и галит-карналлитовую породы. Отложения, вмещающие соляную толщу, характеризуются многократным чередованием карбонатных, глинисто-карбонатных и сульфатных пород, что свидетельствует о неоднократно менявшихся условиях седиментации. Опреснение сопровождалось отложением глинисто-карбонатного материала, при осолонении происходило отложение ангидритов.

При изучении разреза кунгурских отложений, помимо наличия пласта калийных солей, очень интересным, на наш взгляд, является присутствие в верхней части разреза довольно мощного целестиноносного интервала (17 м). Известно, что в минералах Sr постоянно сопровождает Ca и зачастую может заменять его в кристаллической решетке, поскольку оба элемента имеют почти одинаковые ионные радиусы. Обнаруженное в скв. 3-Сафроновской проявление целестина приурочено к карбонатным породам, перекрывающим соляную толщу (интервал 1027–1044 м). По результатам анализов солянокислых вытяжек содержание Sr в изучаемом интервале составило в среднем 1,6–5,0%. Наличие целестина во вмещающих породах подтверждено результатами термического и рентгеноструктурного анализов, а также минералого-петрографическими исследованиями.

В нижней части разреза изучаемого пласта (интервал 1027,0–1033,4 м) порода представлена доломитом (9–53%), магнезитом (12–26%) и целестином (5–7%) с примесью ангидрита, гипса, галита, глинистого материала. Доломит в основном пелитоморфный, иногда мелкозернистый, сложенный зернами изометрической формы, от бесцветного или буроватого до темно-серого и от прозрачного до непрозрачного, в зависимости от присутствия глинистого материала. Магнезит отмечается в виде сноповидных образований и пучков, сложенных кристаллами игольчатой формы. Изредка образуются полосы магнезита, состоящие из кристаллов одинаковой ориентации. Целестин разноморфный, бесцветный или буроватый, прозрачный, встречается в виде зерен неправильной формы с угловатыми очертаниями, реже — в виде таблитчатых кристаллов. Наблюдаются зерна с хорошо выраженными линиями спайности, иногда трещиноватые. Обычно зерна целестина образуют гнездообразные скопления с мозаичной структурой, размер которых не превышает 1,5–2 мм. Очень часто внутри зерен целестина встречаются многочисленные включения карбонатов и ангидрита.

Судя по результатам исследований, наиболее обогащен целестином интервал 1037,1–1039,5 м, где его содержание в отдельных пробах доходит до 20–60%, а магнезита — до 25–30%. В виде примесей присутствуют ангидрит, гипс, галит, глинистое вещество. Микрочернистая доломит-магнезит-целестиновая порода с глубины 1037,1 м имеет светло-серый цвет. Участки, сложенные доломитом, плотные, крепкие, блеск матовый, порошок вскипает в HCl. Участки, где преобладает целестин, имеют стекловатый блеск, полупрозрачные с голубоватым оттенком. Под микроскопом порода состоит из доломита микрочернистого, местами пелитоморфного, бесцветного, иногда серого до темно-серого (за счет пелитового материа-

ла), который образует крупные (до 1 см) участки неправильной формы. Такой глинисто-доломитовый материал содержит многочисленные игольчатые включения карбонатного вещества, а также реликтовые остатки игольчатых зерен ангидритов. Внутри этой массы, которая слагает прожилки разной мощности, часто с раздувами (0,2–1,0 мм), наблюдаются участки (до 1–2 мм), сложенные ангидритом таблитчатой, неправильной и изометрической формы. По периферии таких участков, вблизи пелитоморфного доломита, часто прослеживается неровная кайма чистых карбонатных зерен ромбического доломита и волокнистого магнезита. Кроме вышеописанных проявлений SrSO_4 , встречаются крупные скопления целестина, вытянутые в одном направлении, образующие мозаичную структуру и агрегатные образования, также имеющие линейные формы. Мощность таких прослоек не превышает 1–2 мм. Иногда в агрегатных образованиях встречается строго ориентированное расположение зерен целестина. При этом создается впечатление, что тесно прижатые друг к другу зерна заполняют трещину и растут от краев к центру перпендикулярно стенкам. Стенки трещины представлены пелитоморфным доломитом. Интересно отметить, что на контакте доломита и целестина развиваются зерна ангидрита, изредка ангидрит и карбонат встречаются внутри целестиновых скоплений. Характерной особенностью является процесс доломитизации всей породы. Заметно развитие микрозернистого доломита по целестину.

На глубине 1039,5 м встречена целестин-магнезит-доломитовая порода серо-голубого цвета, со стеклянным блеском, слабо вскипающая в HCl . В шлифе наблюдается преобладание пелитоморфного глинисто-доломитового материала темно-серого цвета с многочисленными включениями игольчатых образований ангидрита, по которому развивается доломит, а также редкие удлиненные зерна гипса и зерна ангидрита неправильной формы. Встречаются среди пелитоморфного материала участки, имеющие неяснозернистую и разноморфную структуру. Кроме этого, как результат процесса перекристаллизации наблюдается доломит, имеющий крупные (до 1 мм) зерна таблитчатой и ромбической формы. Встречаются скопления изометрических зерен, примерно одинакового размера (0,5–0,8 мм), доломита и целестина. Целестин прозрачный, выполняет трещинки и линзы, зерна его изометрической формы с угловатыми очертаниями, размером 0,5–0,8 мм. На границе пелитоморфного глинисто-доломитового материала и целестина наблюдается каемка из крустификационных щеток доломита, растущего в сторону целестина и замещающего его.

Нижележащие породы в интервале 1039,5–1044 м отличаются повышенной ролью ангидрита с уменьшающимся количеством целестина. Содержание основных породообразующих минералов характеризуется следующими значениями (в %): доломит — 40–50, магнезит — 25, ангидрит — до 25 и целестин — до 10. В виде примесей присутствуют галит, глинистое вещество, бораты. Порода, слагающая толщу, светло-серая, плотная, тонкозернистая, местами кавернозная, блеск матовый, иногда встречаются включения темно-серого цвета со стеклянным блеском, вскипает в порошке с HCl . Порода представлена пелитоморфным доломитом, имеющим от примеси глинистого материала темно-серый цвет в проходящем свете. Эта масса пронизана тонкоигольчатыми кристаллами доломита, развитого по ангид-

риту. Процесс замещения хорошо заметен и в шлифах с глубин 1037,1 и 1039,5 м, где сохранились реликты зерен ангидрита. Местами встречаются зерна доломита, имеющие неправильную изометрическую форму. Порода кавернозная, трещиноватая. Каверны и трещины выполнены зернами ангидрита и целестина (0,1–0,4 мм) с четкими линиями спайности. Реже трещины выполнены карбонатным материалом, в основном волокнистым магнетитом.

Кроме описанных пороодообразующих минералов, в интервале 1027,0–1044,0 м встречены в виде примеси борные минералы типа ашарита и хильгардита. В шлифе с глубины 1033,3 м отмечен гидроборацил в виде таблитчатого зерна.

На основании рассмотренного материала открытое и описанное проявление целестина, расположенное на юге Приволжской моноклинали, может представлять интерес как с практической, так и с научной точки зрения. Выявленный целестиновый горизонт вскрыт в крайнем юго-западном участке обширного нижнепермского солеродного бассейна, вероятно, в мелководной его части лагунного типа. На это указывают как незначительная мощность осадков кунгурского возраста, так и их состав, а также взаимоотношения их между собой. Можно предположить, что часть SrSO_4 находилась в седиментационных водах солеродного бассейна, поступая сюда с высококонцентрированными подготовленными рассолами со стороны Прикаспийской впадины. Другие порции SrSO_4 поступали с речными водами из областей сноса (юго-восточный склон Воронежской антеклизы, вал Карпинского) или с глубинными водами, проникающими из зон региональных разломов, окаймляющих юго-западную часть впадины. Формы выделения целестина и его взаимоотношения с другими минералами свидетельствуют как о сингенетическом, так и о более позднем, переотложенном характере его образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Байков А.А., Голиков-Заволженский И.В., Голикова¹-Заволженская А.А. и др. О происхождении целестина на Северном Кавказе. – Литология и полез. ископаемые, 1978, № 5, с. 77–86.
- Бурков В.В., Подпорина Е.К. Стронций. – Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 12, с. 63–67.
- Страхов Н.М., Борнеман-Старынкевич И.Д. О стронции, боре и броне в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. – В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 122–129.
- Фадеев М.И. Ореховская опорная скважина (Куйбышевская область). – Тр. КуйбышевНИИП, 1963, т. 31, с. 51–58.
- Фролова Е.К. Целестин из нижнепермских отложений Куйбышевского Заволжья и его корреляционное значение. – Тр. Гипровостокнефть, 1958, вып. 1, с. 213–222.

Е.Ф. Повстен, Т.Н. Кременецкая, Г.М. Повстен

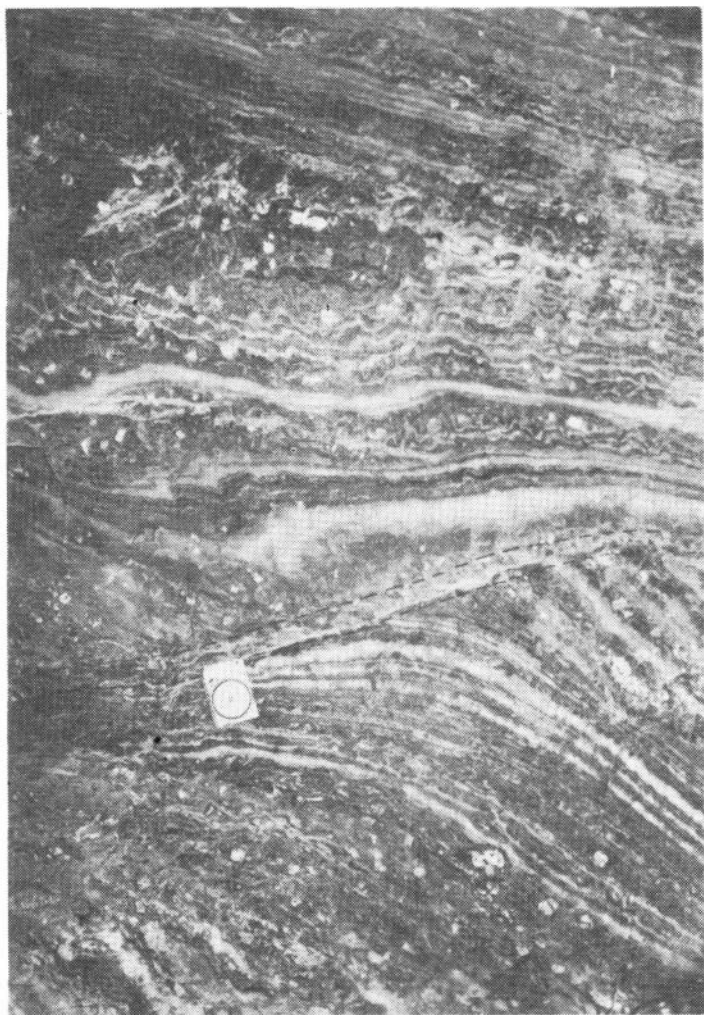
КАРНАЛЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРЕДКАРПАТЬЯ И ПРИКАСПИЯ

В последние годы в литературе появилось много новых данных, касающихся механизма и времени формирования тектонических нарушений в соленосных отложениях [Варламов и др., 1974; Козлов и др., 1973; Петров, 1978; Протопопов и др., 1978]. Актуальность этих исследований заключается прежде всего в том, что при ведении горных работ тектонические нарушения теоретически могут быть возможными каналами потока агрессивных вод к рудоносным пластам из вышележащих отложений.

При картировании дизъюнктивных тектонических нарушений в толщах сульфатно-хлоридных калийно-магниевых солей Предкарпатья (Калуш-Гольинское месторождение) и Прикаспия (Индерское месторождение) было выявлено, что в этих зонах нарушений довольно часто наблюдаются скопления хлоридных минералов, в частности карналлита. Детальное изучение закономерностей его локализации, минералого-геохимических особенностей, условий выделения и других позволило использовать карналлит в качестве поискового показателя разрывных нарушений.

Проявления карналлитовой минерализации в зонах тектонических нарушений [Повстен, Повстен, 1976, 1980; Повстен, 1981] были вскрыты горными выработками в калийных залежах и в брекчированных соленосных глинах на руднике им. 50-летия Октября, на участках Восточная Гольнь и Сивка-Калушская (пласт ЛК-3 на горизонтах +240 и +190 м; пласт ЛК-2 на горизонте 140 м; пласт ЛК-1/2 на горизонте +40 м) и целым рядом скважин (619, Пр. 57, Пр. 41, Пр. 36 и др.). Карналлит и парагенетически связанные с ним минералы сильвин и галит находятся в виде прожилков, гнезд и скоплений различной конфигурации. Встречаются такие участки, в которых карналлит образует тела до нескольких метров в поперечнике. Судя по скважинам 444 и Пр. 41, мощность карналлитовых тел в отдельных случаях достигает 5—9 м. Наряду со значительными размерами скоплений карналлита для многих тектонических нарушений типичны и маломощные (до 1 мм) прожилки с закономерным строением. Такие прожилки обнаружены в юго-восточной стенке уклона (пласт ЛК-1/2, горизонт +40 м), где они нами детально изучены (рисунок). Их центральная часть, как правило, заполнена карналлитом и сильвином, по периферии, ближе к зальбандам, развита галитовая минерализация, иногда с полигалитом и ангидритом. Такие минералы, как лангбейнит и каинит, не встречаются, несмотря на каинит-лангбейнитовый состав вмещающих толщ. Контакты прожилков с вмещающими породами четкие, ровные; часто прожилки разветвляются на более мелкие скопления хлоридных минералов.

На Индерском месторождении калийно-магниевых солей проявления карналлитовой минерализации наблюдались в горных выработках в замках складок калийных солей в виде резких раздувов (выходы шириной



Карналлитовое минералообразование, развитое вдоль тектонического надвига (пунктирная линия) в каинит-лангбейнитовой толще Калуш-Голынского месторождения калийных солей

до 10–20 м), глыбовых обособлений (3–5 м в поперечнике), в трещинах и полостях, в цементе соляных брекчий в зонах тектонических нарушений. Выходы карналлитов чаще всего локальны, значительно реже встречаются протяженные; их границы с вмещающими породами — резкие, неправильные, отражают явления более позднего обособления в уже литифицированных породах. Карналлиты часто сопровождаются соляными брекчиями, которые залегают при контактах с вмещающими карналлиты соляными породами. В карналлитах и связанных с ними брекчиях наиболее часты рассеянные включения борных минералов (борацита, преобразенскита), крупные кристаллы вторичного галита, минералы окислов

Fe, **пята** и потеки нефти, битумо- и рассоловыделения. В толще калиеносных солей с карналлитом в зонах тектонических нарушений обнаружены и определены впервые для региона высокотемпературные гидратированные талькоподобные минералы и диоктаэдрический слюдистый минерал — лейкофиллит [Кременецкая, 1980, 1981; Кременецкая и др., 1982; Соколова и др., 1976; Соколова, 1979]. Наблюдались три разновидности карналлитов: мелко- и крупнокристаллический розовато-белый, розовая карналлитовая брекчия, в которой обломки карналлита сцементированы карналлитом, белый ватоподобный карналлит (в трещинах и прожилках). Во всех наблюдаемых случаях характерным для карналлитов было залегание в динамически напряженных участках с преобладанием растягивающих деформаций (например, в замках складок, в зонах сбросо-сдвигов). Для окружения карналлитов характерны галит-сильвинитовые глинистые породы.

О природе минералообразующих растворов и физико-химических условиях образования карналлитового оруденения в тектонических зонах мы судим по результатам геохимических исследований, которые были проведены в отделе соляных структур нефтегазоносных областей Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (г. Львов). Были изучены первичные жидкие включения в отдельных соляных минералах этих зон и, кроме того, определялись изоморфные примеси Вг в карналлите.

Вг является наиболее изученным и высокоинформативным элементом для расшифровки условий образования солей хлоридного типа [Валяшко и др., 1976; Бром . . . , 1976]. Приведенные в опубликованной литературе данные свидетельствуют о том, что содержание этого микроэлемента в карналлите, который выпал из растворов морского происхождения в карналлитовую стадию галогенеза, изменяется от 0,20 до 0,35%, а величина бромхлорного отношения — от 5,2 до 9,3. Содержание Вг в исследуемом карналлите их тектонических зон (по 18 определениям) составляет 0,110—0,265%, а среднее — 0,210%.

Бромхлорное отношение варьирует от 3,7 до 8,8 и в среднем равно 6,2. Все эти величины говорят о кристаллизации карналлита из растворов с высокой концентрацией Вг, т.е. из маточных растворов.

Для уточнения химического состава минералообразующих растворов применялись методы и приемы термобарохимии [Петриченко, 1973]. Исследовались жидкие включения в галите, который парагенетически связан с карналлитом. Включения в нем двухфазовые (раствор + твердая фаза, представленная минералом-узником карналлитом), изометричные, размером от нескольких микрометров до 150 мкм. В результате проведения ультрамикрoанализа реликтовых растворов выявлено, что они практически насыщены по $MgCl_2$ (около 400 г/л), содержат от 15 до 40 г/л KCl и от 0,5 до 18 г/л Na_2SO_4 . В некоторых растворах обнаружен $CaCl_2$ (до 10—20 г/л) и растворенные газы (до 700 мл/л); рН растворов в среднем составляет 5,6 (3 наблюдения). По разным образцам получены два предела температур гомогенизации включений: 42—46°С (7 наблюдений) и 80—90°С (9 наблюдений).

Переходя к обсуждению вопроса об условиях образования исследуемого карналлита, укажем прежде всего, что в настоящее время существует несколько точек зрения на происхождение этого минерала. Так, одни исследу-

дователи [Иванов, 1953; Лобанова, 1956; Валяшко, 1962; Маликова, 1967] считают карналлит первично-седиментационным образованием и связывают его кристаллизацию с конечным этапом насыщения соляной рапы; другие [Коробцова, 1954; Лобанова, 1956, Ходькова, 1973] допускают возникновение карналлита в трещинах соляных глин за счет кристаллизации маточных растворов. Имеются также данные [Ходьков, 1971], свидетельствующие о кристаллизации карналлита в результате вторичных преобразований соленосных пород.

Анализ и обобщение полученных нами данных по изучению карналлита позволяют говорить о том, что кристаллизация карналлита в тектонически ослабленных зонах и отдельных нарушениях связана с инфильтрацией высококонцентрированных маточных растворов из вмещающих галогенных толщ в образовавшиеся трещины, полости и нарушенные участки. Зональность прожилков говорит о последовательном выпадении минералов от труднорастворимых до карналлита. Судя по химическому составу реликтовых растворов из включений и содержанию Вг и Вв карналлите, маточные (минералообразующие) растворы отвечали концентрациям и составу вод морского происхождения, метаморфизованным в результате полной садки всех сульфатных калийных минералов. Среда характеризовалась относительно повышенной температурой (до 80°С) и давлением, в отдельных случаях отмечались проникновения в полости газов.

Следует отметить, что в процессе проведения геологоразведочных и эксплуатационных работ необходимо учитывать, что локальное обогащение калийных залежей карналлитом и сильвинном может повлиять на подсчет запасов калийных солей и на вывод об их вещественном составе. Необходимость учета вторичного образования карналлита и сильвина должна соблюдаться и при составлении крупномасштабных геологических карт и разрезов с тем, чтобы выявлять и более точно фиксировать дизъюнктивные тектонические нарушения в галогенных толщах, так как с этими ослабленными зонами связано проникновение вод в рудники. Проникновение вод происходит прежде всего по тем тектоническим нарушениям, которые распространяются и во вмещающие толщи, содержащие растворы хлоридного типа с CaCl_2 . Такие воды были вскрыты скважинами в песчано-глинистых отложениях стибникской (несоленосной) свиты (скв. 427, горизонт +240 м) и в нижебаличской соленосной подсвите (скв. 413, уклон 38) на руднике им. 50-летия Октября. По мнению А.Е. Ходькова [Ходьков, 1971], проникновение растворов с CaCl_2 в тектонически нарушенные зоны в сульфатных калийных толщах может вызвать выпадение карналлита за счет обменных реакций между CaCl_2 и сульфатами Mg и K, т.е. в этом случае карналлит опять-таки будет служить показателем тектонических нарушений.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Карналлит среди сульфатно-хлоридных отложений Калуш-Гольинского и Индерского месторождений приурочен к зонам дизъюнктивных тектонических нарушений в калийных залежах и к брекчированным соленосным глинам.

2. Карналлит и парагенетически связанные с ним минералы сильвин, галит находятся в основном в виде прожилков, гнезд и скоплений раз-

личной конфигурации. Встречаются такие участки, в которых карналлит и сильвин образуют тела до нескольких метров в поперечнике.

3. Кристаллизация карналлита, сильвина в тектонически ослабленных зонах и отдельных нарушениях связана с фильтрацией высококонцентрированных маточных растворов из вмещающих галогенных толщ в образовавшиеся трещины, полости и нарушенные участки.

4. Растворы, из которых образовались хлоридные минералы, отвечали концентрациям и составу вод морского происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: Изд-во МГУ, 1976. 455 с.
- Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 396 с.
- Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Лаврова А.Н., У-Би-Хао.* О распределении брома между кристаллами солей и растворами различного состава и концентрации. — В кн.: Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 384–404.
- Валяшко М.Г., Мандрыкина Т.В.* Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. — Тр. ВНИИГ, 1952, вып. 23, с. 54–93.
- Варламов А.А., Козлов С.С., Гемп С.Д., Фомина В.Д.* О некоторых постседиментационных преобразованиях калийных горизонтов Старобинского месторождения. — Тр. ВНИИГ, 1974, вып. 71, с. 70–84.
- Иванов А.А.* Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М.: Госгеолтехиздат, 1953. 204 с.
- Козлов С.С., Сорокин В.А., Варламов А.А., Фомина В.Д.* Гидрогеологическая роль тектонических нарушений на Старобинском месторождении. — Тр. ВНИИГ, 1973, вып. 64, с. 72–78.
- Коробцова М.С.* О карналлите из Предкарпатья. — Минерал.-сб. Львов. геол. о-ва, 1954, № 8, с. 70–75.
- Кременецкая Т.Н.* О разломах на соляном куполе. — В кн.: Промышленность горно-химического сырья. М.: НИИТЭХИМ, 1980, с. 1–3. (Реф. сб. НИИТЭХИМ; Вып. 6).
- Кременецкая Т.Н.* Изучение структур юго-восточной части Индерского купола методом дешифрирования аэрофотоснимков. — В кн.: Промышленность горно-химического сырья. М.: НИИТЭХИМ, 1981, с. 1–3. (Реф. сб. ГИГХС; вып. 4).
- Кременецкая Т.Н., Мельнищкая Е.Ф., Ульмасвай А.Ю.* Условия образования боросодержащих гипсовых шляп соляных куполов Прикаспия. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 123–130.
- Лобанова В.В.* К петрографии калийных пород Предкарпатского прогиба. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, т. 3/4, с. 52–57.
- Маликова И.Н.* Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 148 с.
- Петриченко О.И.* Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ: Наук. думка, 1973. 91 с.
- Петров Е.В.* Литолого-минералогическая характеристика зон замещения и краевой зоны II горизонта Старобинского месторождения. В кн.: Калийная промышленность. М.: НИИТЭХИМ, 1978, с. 7–9. (Реф. сб. НИИТЭХИМ; Вып. 3).
- Петрова Н.С.* Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов генезиса отложений калийных солей. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 134–138.
- Повстен Е.Ф.* Структурно-тектонические особенности миоценовых соленосных образований Предкарпатского прогиба в районе Калуша: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Львов, 1981. 24 с.
- Повстен Е.Ф., Повстен Г.М.* О формах нахождения вторичного карналлита в зонах тектонических нарушений. — В кн.: Геология осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1976, с. 145–146.

- Повстен Е.Ф., Повстен Г.М.* Карналлит как показатель разрывных нарушений в галогенных отложениях Предкарпатья. — В кн.: Литология и геохимия соляных толщ. Киев: Наук. думка, 1980, с. 65–69.
- Протопопов А.Л., Петров Е.В., Поляковский В.Н.* Некоторые литолого-геохимические закономерности формирования калийных пород вблизи тектонических нарушений и краевых зон Старобинского месторождения. — В кн.: Пути снижения потерь при добыче калийных руд. Л.: Недра, 1978, с. 54–65.
- Сливко Е.Н., Петриченко О.И.* Акцессорные литий, рубидий и цезий в соляных отложениях Украины. Киев: Наук. думка, 1967. 150 с.
- Соколова Т.Н.* Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Русской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1979. 24 с.
- Соколова Т.Н., Дриц В.А., Соколова А.Л., Степанова К.А.* Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 6, с. 80–95.
- Ходьков А.Е.* О процессах эпигенетического преобразования пород лангбейнит-каинитового ряда. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 91–96.
- Ходькова С.В.* Петрография калийных пород Стебниковского месторождения в связи с вопросами их галогенеза: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 33 с.
- Kühn P.* Geochemistry of German Potash Deposits. — Geol. Spec. Paper, 1968, N 88, p. 427–504.

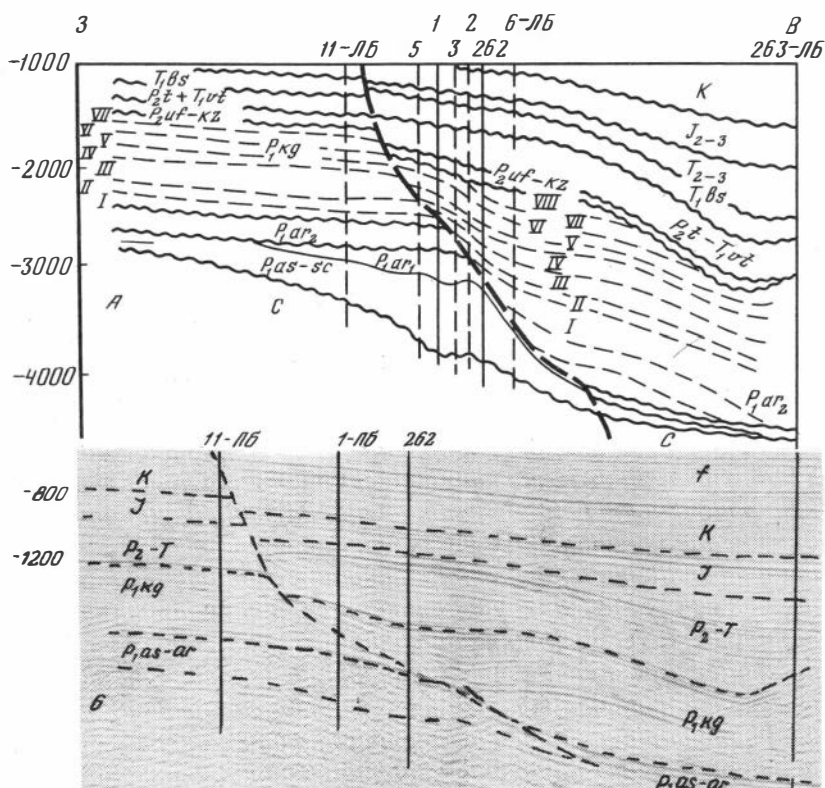
УДК 553.631:550.834

В.А. Ермаков, О.Г. Одолеев

ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В ИЗУЧЕНИИ ПЕРМСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Изучение галогенного разреза предусматривает выяснение условий залегания, вещественного состава, литолого-фациальных особенностей, истории развития и т.д. Западная часть Прикаспийской впадины и ее обрамление недостаточно охарактеризованы данными дорогостоящего бурения. Весьма значительные возможности в разрешении этого вопроса могут дать современные методы сейсморазведки.

На Приволжской моноклинали и в бортовой зоне волгоградской территории Прикаспийской впадины в соленосной толще кунгура уже давно установлены и определены до восьми седиментационных ритмов. Каждый из них начинается базальными доломит-ангидритовыми слоями и заканчивается соляными пачками. При этом выявлена закономерная приуроченность калийных и магниевых солей к определенным ритмам и их частям. Так, залежи бишофита приурочены к верхам четвертого, а также пятого и шестого ритмов (рис. 1, А; 2, А). В контакте с ними залегают прослои карналлита. В бортовой зоне впадины бишофит, по-видимому, фациально замещается карналлитом, галитом, сильвинитом. Мощность бишофитовых линзовидных слоев достигает 60 м, а хорошо выдержанных базальных доломит-ангидритовых слоев составляет в среднем 10 м. Как маркирую-



Р и с. 1. Геологический (А) и сейсмический (Б) разрезы через Лободинскую площадь
 I—VIII — седиментационные ритмы кунгурской толщи

ший выделяется III доломит-ангидритовый пласт (так называемый "двойной ангидрит").

Уже на разрезах МОВ и МРНП было установлено, что базальные доломит-ангидритовые слои ритмопачек дают отражение в виде площадок и горизонтов [Одолеев, 1972]. Это обусловлено различной характеристикой скорости отражения продольных волн выделяемых пластов. Скорости определялись как по акустическому каротажу, так и экспериментально по представительному керну. По экспериментальным данным А.И. Акуловой и Н.П. Гребенникова, например, скорости отражения продольных волн составляет (в м/с): для галита 4300—4580, ангидрита — 5800—6500, бишофита — 3600—3800, карналлита — 3900, сильвинита — 3900—4150. С применением МОГТ и новейших программ обработки сейсмических данных на ЭВМ появилась возможность не только отчетливо выделять ритмопачки на сейсмических разрезах, но на основе сейсмостратиграфического анализа МОГТ и (в комплексе с единичными скважинами) судить об их вещественном составе и более точно определять конкретное пространственное залегание. В настоящее время сейсмостратиграфия выделилась как отдельная отрасль науки, позволяющая на базе выявляемых ею по

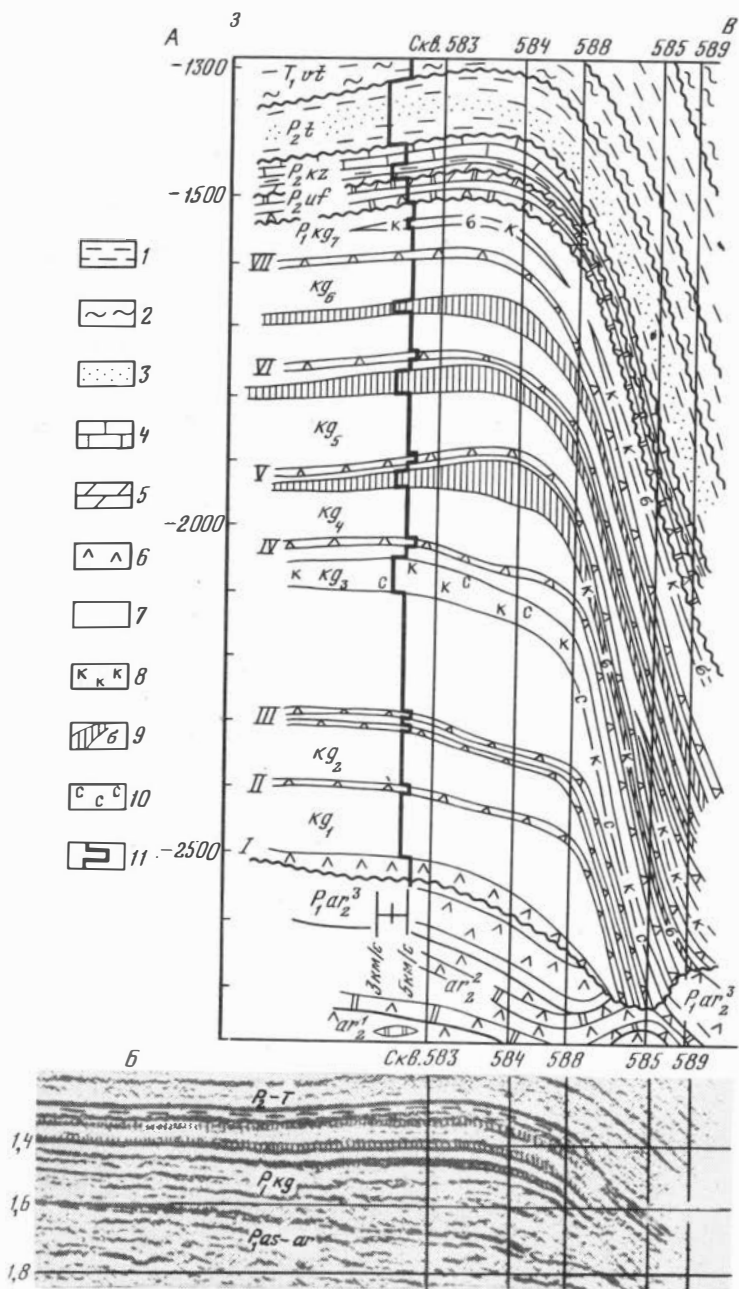


Рис. 2. Геологический (А) и сейсмический (Б) разрезы через Луго-Пролейскую площадь

I-VII - доломит-ангидритовые базальные слои седиментационных ритмов кунгурской толщи; 1 - глины, аргиллиты; 2 - алевриты; 3 - песчаники; 4 - известняки; 5 - мергели; 6 - ангидриты; 7 - галит; 8 - карналлит; 9 - бишофит; 10 - сивинит; 11 - график пластовых скоростей продольных волн

сейсмической записи так называемых сейсмофаций различного порядка выяснять условия залегания и осадконакопления ископаемых толщ. Сказанное относится и к соленосной толще кунгура и хорошо видно на Т-разрезах Лободинской и Луго-Пролейской площадей, где пробурено достаточное количество скважин (см. рис. 1, 2). Результаты сейсмостратиграфического анализа подтверждены синтетическим моделированием. Получена хорошая сходимость синтетического и наблюдаемого Т-разрезов. Непосредственное представление о литофациальном распределении отложений дают разрезы псевдоакустического каротажа (ПАК), выводимые из скоростной характеристики наблюдаемых Т-разрезов. На прилагаемых рисунках доломит-ангидритовые и бишофитовые слои выделяются специфической сейсмозаписью, в которой просматриваются и фациальные замещения пород.

Примером выражения в сейсмозаписи условий залегания кунгурской толщи, формирования ее составляющих в бортовой зоне Прикаспийской впадины может служить Т-разрез через Лободинское пересечение, где изохроны Т качественно отражают гипсометрию горизонтов (см. рис. 2). Кунгурские отложения, мощность которых здесь изменяется от 720 до более чем 1550 м, почти на всей площади залегают пластообразно. Распространение их трансгрессивное. К востоку от скв. 262-ЛБ происходит приращение соленосной толщи за счет появления снизу более древних слоев. Верхние ритмопачки срезаются префумским размывом. Прослеживание реперных доломит-ангидритовых слоев на Т-разрезах облегчает корреляцию электрокаротажа скважин. При послонном анализе Т-разрезов в низах кунгура наблюдается пологое погребенное поднятие. Судя по результатам бурения скважин 4-Лугопролейской и 2-Солдатскостепновской, где в них вскрыты галопелиты, алевритистые породы, эта антиклинальная складка образовалась за счет размыва близлежащих артинских поднятий. Картирование такой выпуклой вверх линзы галопелитов, которая в данном случае представляет определенный нефтегазопроисловый интерес, может легко осуществляться сейсморазведкой МОГТ.

Таким образом, по выделенным ритмопачкам, установленным закономерностям приуроченности калийных, магниевых и других пород, специфической сейсмозаписи на Т- и ПАК-разрезах можно прогнозировать и картировать залежи этого сырья, выяснять литофациальную картину соленосной толщи, историю и условия ее формирования. Этим достигается весьма значительный геологический и экономический эффект.

На основании выявленной конкретной и принципиальной возможности литолого-стратиграфического расчленения соляной толщи, выделения и картирования ее продуктивных пластов с помощью сейсморазведки, с целью более тщательного и экономического изучения соленосных разрезов, отработки методики выделения продуктивных толщ по сейсмическим данным рекомендуется организация специальных полигонных профилей на разбуренных участках Сибири, Белоруссии, Нижней Камы (калийные соли) и Нижнего Поволжья (бишофит и калийные соли).

ЛИТЕРАТУРА

Одолев О.Г. Закономерности в формировании западной части Прикаспийской впадины и Приволжской гомоклинали. – Тр. ВолгоградНИПИнефть, 1972, вып. 18.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЮРСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ

Одним из важнейших этапов технико-экономической оценки разведанного месторождения, подлежащего промышленному освоению, является установление его фациальных особенностей, обусловленных генезисом, и выделение на этой основе промышленных типов руд с полной характеристикой их вещественного состава. Это требует знания количественных соотношений всех компонентов, участвующих в образовании пород: соляных минералов, несоляных включений и акцессорных элементов.

Известно, что солевой состав месторождений морского генезиса существенно отличается от ископаемых и современных соляных отложений континентального типа по набору соляных минералов. В сложных растворах, отвечающих составу морской воды (или других типов природных вод), последовательность кристаллизации и состав образующихся солей определяются прежде всего пределами совместной растворимости и относительными количествами компонентов в растворе, температурой его испарения и временем, в течение которого происходит испарение. Парагенезисы солевых минералов, образующиеся при испарении морской воды, связаны с равновесиями водных растворов пятерной взаимной системы из хлоридов и сульфатов Na, K и Mg, т.е. содержат в составе твердых фаз Na_2SO_4 , K_2SO_4 , MgSO_4 .

Характерной чертой исследуемых отложений верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии — так называемой гаурдакской свиты — является их бессульфатность, т.е. отсутствие растворимых сульфатных солей. Основными породообразующими минералами являются галит, сильвин, карналлит, составляющие почти 90% всей соляной толщи. На сульфатные минералы, главным образом ангидрит, и карбонатно-глинистый материал — галопелиты — приходится не более 10%. Структура пород преимущественно порфиробластическая, с полным отсутствием сезонной слоистости.

Исследования показали, что отложения гаурдакской свиты имеют пятичленное строение: подстилающий ангидрит, подстилающая каменная соль, калиеносная толща, покровная каменная соль, покровный ангидрит. Такое строение разреза сохраняется в целом для всех изученных месторождений, однако мощность и литологический состав пачек существенно меняются в зависимости от расположения на площади, занимаемой солеродным бассейном. Месторождения, расположенные в северо-восточной части калиеносной части бассейна (Акбаш, Тюбегатан, Лялимкан), имеют менее мощные калийные пласты сильвинитового состава и повышенное содержание галопелитов. В Ходжаиканском, Карабильском, Карлюкском месторождениях, расположенных в юго-западной части, калийные пласты отличаются значительной мощностью при большем числе их в разрезах. Здесь

широко развиты смешанные сильвинит-карналлитовые и карналлитовые породы со следами разложения карналлита.

Анализ фактического материала показывает, что бессульфатный характер калийных соляных пород гаурдакской свиты обусловлен длительным процессом метаморфизации рассолов морского генезиса еще на подготовительной стадии солеродного бассейна, когда произошло образование мощной толщи подстилающего ангидрита ($\approx 300-400$ м). Реальность развития процессов метаморфизации в солеродном бассейне подтверждается не только составом соляных минералов, но и парагенезисом солевых и "метаморфогенных" минералов: повышение магнезиальности карбонатов и глинистых минералов, происходящее симбатно с нарастанием калиеносности пород, хорошо прослеживается в разрезах и по латерали. Сопоставление теоретических колонок соляных отложений с реальными, составленными нами на основании имеющихся данных, показало, что образование наблюдаемых в отложениях парагенезисов хлоридных соляных минералов могло произойти уже из рассолов, утративших не более 65% сульфат-ионов [Валяшко, 1962; Борисенков, 1973], причем интенсивность и глубина процесса метаморфизации была различной в разных частях бассейна и на разных этапах его развития.

Образованию бессульфатных соляных отложений способствовала незавершенность цикла соленакопления вследствие утраты маточных рассолов, близких по составу к эвтоническим, а следовательно, обогащенных не только хлоридом, но и сульфатом Mg. Последнее обстоятельство делает возможным обнаружение сульфатно-калийных солей на площади верхнеюрского бассейна в процессе его дальнейшего изучения.

Соотношение хемогенных и терригенных компонентов несольных включений пород и их состав — также одна из важных характеристик для восстановления гидрохимического режима солеродного бассейна на разных этапах его развития, определения роли морского и континентального источников питания. При интерпретации данных по химическому составу галопелитов нами использовалась идея соотношения компонентов, связанных с морской водой, и вод, поступавших с континента. Главным источником сульфат-ионов мы считаем морскую воду, а бикарбонат-ионов и терригенного материала — воды континентального стока [Попов, Осичкина, 1971; К вопросу..., 1973].

Анализ имеющегося материала показывает, что на месторождениях Акбаш, Тюбегатан, Лялимкан, расположенных ближе к береговой линии, в породах, подстилающих калиеносные отложения, главным компонентом галопелитов является CaSO_4 , а "силикатный остов" и особенно карбонаты имеют второстепенное значение. В пластах каменной соли, непосредственно подстилающих калийные пласты, а местами и в самих калиеносных отложениях, количество нерастворимого в воде остатка возрастает и происходит изменение его состава: если в подстилающей каменной соли доминирующую роль играет CaSO_4 , то в калиеносных горизонтах преобладают карбонаты. В галопелитах из богатых калийных пластов содержание CaSO_4 не превышает 10%. Приведенные данные дают основание сделать вывод о возрастающей роли вод континентального стока в периоды, непосредственно предшествующие садке калийных солей.

Важно подчеркнуть, что соотношения главных компонентов в гало-

пелитах из подстилающей каменной соли месторождений южной части калиеносного бассейна (Ходжайкан, Карлюк, Карабиль) и из калиеносных горизонтов месторождений его северной части (Акбаш, Тюбегатан, Лялимкан) близки. Эти данные позволяют считать, что формирование подстилающих солей "южных" месторождений, по крайней мере их верхней части, происходило во время формирования нижнего калиеносного горизонта северной зоны. В пределах последней нижний пласт калийных солей месторождения Акбаш сформировался раньше, чем на примыкающем к нему с юга-запада Тюбегатанском месторождении. Обусловлено это положением участков в различных тектонических блоках и их различной подвижностью в период отложения калийных солей. С этим механизмом связано размещение линзообразных пластовых залежей калийных солей на разных стратиграфических уровнях разреза калиеносной пачки в пределах Среднеазиатского калиеносного бассейна [Попов, 1979]. К такому выводу мы приходим не только в результате анализа строения соляной толщи и закономерностей размещения в ней пластов калийных солей, но и в результате изучения галопелитов и постоянных компонентов. Изменения их состава и количества по разрезу соляной толщи указывают на возрастающую роль вод континентального стока, начиная с определенного стратиграфического уровня. Сопоставляя положение этого уровня в разрезах изученных месторождений, мы приходим к выводу, что нижний калиеносный горизонт в северной зоне бассейна сформировался раньше, чем в его южной зоне. Совокупность полученных данных не позволяет согласиться с теми исследователями, которые считают, что калийная седиментация в масштабе всего калиеносного бассейна происходила одновременно [Деревягин, 1979].

Физико-химические процессы, управляющие образованием соляных пород, определяют также характеристические содержания в них микроэлементов. Последние проявляют вполне четкую дифференциацию на две группы: элементы, содержания которых в солях обусловлены законами изоморфизма и контролируются величиной коэффициентов межфазового распределения (Br, Tl), и элементы, не входящие изоморфно в кристаллические решетки солевых минералов (B, Fe, Mn, Cu). Их содержания определяются составом пород питающих провинций, интенсивностью их химического выветривания и стадией осолонения бассейна, в который происходило поступление континентального стока.

Изучение содержаний и закономерностей распределения микроэлементов в различных типах соляных пород позволяет не только более полно представить их химический состав, но глубже и объективнее распознать характер и глубину вторичных преобразований. Последние составляют одну из характерных особенностей калиеносных отложений исследуемой галогенной формации, что обусловило специфику их структуры, а во многих случаях — и состава.

Сравнение величин боркальциевого и борбромного отношений в различных типах пород изученных месторождений с аналогичными данными [Диаров, 1967; Николаев, 1947] подтверждает наше предположение об аллотигенной природе бороносности соляных пород в северо-восточной части бассейна и "морской" (т.е. за счет сгущения морской воды) — в отложениях юго-западной части.

Для выяснения характера связи бассейна с источником питания и его гидрохимического режима важно располагать также сведениями о содержании в породах (по площади и разрезам) таких микроэлементов, как Cu , Mn , Fe . Эти вопросы нами рассмотрены особо (см. статью Попова и др. в наст. сб.). Отметим лишь, что отнесение их к одной группе "клас-тофильных" элементов можно признать лишь условно. Полученный нами фактический материал показал четкое различие в их размещении по разрезам и типам пород, обусловленное многообразием форм миграции [Набиев и др., 1972; Геохимические..., 1976]. Mn тяготеет к породам, обогащенным галопелитовым материалом, прослойки которого соответствуют периодам распреснения. Максимальные количества Mn (до 0,04%) характерны для кальциевых карбонатов, причем в большинстве случаев водорастворимого Mn в 10–15 раз меньше, чем кислотнорастворимого.

Cu в соляных отложениях размещается довольно равномерно, независимо ни от типа пород, ни от их стратиграфического положения в разрезах; распределение Cu почти во всех типах пород аппроксимируется законом нормального распределения, в то время как для Mn характерны резко асимметричные распределения с большой амплитудой экстремальных значений его концентраций в различных типах пород и интервалах разрезов.

Значительно отличается и характер взаимосвязи указанных элементов с макро- и микроэлементами соляных пород. Для Mn статистически значимые коэффициенты корреляции получены лишь с нерастворимым в воде остатком, если в последнем преобладают карбонатно-глинистые компоненты над сульфатной составляющей. Для Cu корреляция с нерастворимым остатком не характерна, значительно чаще констатируется ее связь с эвапоритовыми минералами, главным образом с крупнокристаллическим галитом, содержащим внутрикристалльную рапу.

Fe обнаруживается главным образом в солянокислых вытяжках, причем отмечено преобладание закисного Fe над окисным. Это свидетельствует о том, что в солях присутствует не только гематит, но и другие аутигенные минералы, в состав которых входит Fe^{2+} .

Все вышеперечисленные данные по "тяжелым" металлам указывают на различие и многообразие форм их миграции в солеродных бассейнах. Наряду с механической формой немаловажную роль играют как коллоидные, так и истинные растворы, содержащие Cu , Mn и Fe в виде комплексных соединений.

Подводя некоторые итоги, можно отметить, что главными факторами, определившими образование специфичных по составу и структуре соляных отложений гаурдакской свиты, явились процессы глубокой метаморфизации рапы, утрата маточных рассолов и интенсивные постседиментационные преобразования соляных пород, превосходящие по своей глубине и масштабам аналогичные явления в других галогенных формациях. Некоторые геохимические особенности (состав и количество галопелитов, содержания и распределение некоторых микроэлементов и др.) объясняются условиями питания бассейна седиментации и его связью с источниками континентального стока.

Установление закономерностей распределения макро- и микроэлементов в соляных отложениях дает возможность не только получить важные

химические характеристики соляных пород и провести их сравнение (что важно для разработки технологических рекомендаций), но и расширить набор генетических и количественных поисковых показателей, по которым можно судить о циклах солеобразования, локализации калийных залежей и вторичных процессах в соляных толщах, что следует иметь в виду при выборе способа разработки месторождения. Особенно важно учитывать геохимическую специфику месторождений на этапе промышленного освоения, когда, в частности, встают вопросы выбора конкретного объекта эксплуатации и способа добычи и переработки руд. Именно на таком этапе находятся в настоящее время работы, связанные с изучением верхнеюрской галогенной формации. В связи с этим считаем необходимым остановиться на некоторых аспектах практического применения геохимического изучения соляных отложений.

Не подлежит сомнению факт, что Среднеазиатский калиеносный бассейн по своим размерам, запасам (более 24 млрд.т.) калийных солей на глубинах, доступных для шахтной обработки, и качеству руд не уступает эксплуатируемым в настоящее время. Большинство месторождений находятся в благоприятных горно-технических и экономических условиях и представляют промышленный интерес. В качестве наиболее перспективных для эксплуатации в ближайшие годы представляются Карлюкское (Туркменская ССР) и Тюбегатанское (Узбекская ССР) месторождения. В результате сравнения технико-экономических показателей строительства Среднеазиатского калийного комбината на базе этих месторождений ВНИИГом сделан вывод о преимуществах строительства завода по схеме "подземное выщелачивание – рассолопромысел – сильвинитовая фабрика" на Карлюкском месторождении. Однако всесторонний анализ данных по указанному месторождению дает основания сомневаться в правильности такого выбора. Мы считаем, что первоочередным объектом для промышленного освоения должно быть Тюбегатанское месторождение [Проблема..., 1981].

Главное преимущество Тюбегатанского месторождения перед Карлюкским заключается в том, что руды его представлены богатыми (среднее содержание KCl – 36,88%), технологически легко перерабатываемыми сильвинитами ($MgCl_2$ – 0,21%), которые в 1,5 раза богаче сильвинитов Карлюка.

Одним из аргументов, выдвигаемых в пользу Карлюкского месторождения, являются большие запасы калийных солей. Действительно, суммарные запасы сильвинитовых, карналлит-сильвинитовых и сильвинит-карналлитовых руд здесь больше, однако запасов калия в сильвинитах, которые в настоящее время могут быть использованы промышленностью, на Карлюкском месторождении меньше, чем на Тюбегатанском. Разведанные запасы K_2O на Тюбегатанском и Карлюкском месторождениях, находящиеся в сильвинитах, составляют соответственно 158,6 и 170,0 млн.т, но на Карлюкском месторождении возможности увеличения сильвинитовых руд ограничены, тогда как на Тюбегатанском прогнозные ресурсы калийных солей по категории P_1 оцениваются нами в 500 млн.т (103,6 млн.т K_2O). На Карлюкском месторождении из общих балансовых запасов смешанных солей по категориям $A + B + C_1 + C_2$ менее 20% приходится на соли карналлит-сильвинитового состава с содержанием карналлита от

5,37 до 14,6%, основная же их часть — сильвин-карналлитовые руды, в которых содержание карналлита более 14,6% и которые в настоящее время промышленностью не используются.

Известно, что увеличение содержания $MgCl_2$ в породе оказывает резко отрицательное влияние как на количество продукта (KCl), так и на степень его извлечения. Повышение содержания $MgCl_2$ в породе примерно на 1% отвечает возрастанию концентрации $MgCl_2$ в маточном щелоке на 60 г/л. Руды с повышенным содержанием $MgCl_2$ при существующей технологии практически не перерабатываются [Вязовов, Роскина, 1959].

На Карлюкском месторождении будет трудно применить намечаемый метод подземного выщелачивания для селективной отработки сильвинитовых руд; существует опасность обводнения месторождения.

Высказываются опасения о невозможности применения метода подземного выщелачивания в Тюбегатане вследствие "изменчивого угла залегания пород пласта" (от 10 до 70°). Это положение требует уточнения. Крутые углы падения установлены только на небольшом Лялимканском участке, основная же площадь шахтного поля характеризуется углами падения до 15–20°.

Относительно неглубокое залегание промышленных пластов сильвинита на Тюбегатанском месторождении (аналогичное Старобинскому) может сделать рентабельной и шахтную добычу руд, а последующая галургическая переработка даст возможность их комплексного использования, что отвечает современным требованиям. Здесь наряду с KCl можно получить поваренную соль (вплоть до высших марок), соду, хлор и ценные микроэлементы ($Bг$ и др.). Такой подход позволит отказаться от ввоза в республики Средней Азии поваренной соли и ряда других продуктов, а также от специальной разработки месторождений каменной соли (отчасти уже осуществляемой).

Комплексное безотходное производство обеспечит высокую рентабельность всего цикла переработки соляного сырья и позволит избежать загрязнения окружающей среды.

Помимо указанных преимуществ, галургический метод переработки руд по сравнению с бассейновой системой имеет еще одно достоинство: он не требует таких больших площадей (36–60 км²), необходимых для организации бассейнового хозяйства, при котором трудно избежать засоления прилегающих земель.

На основании вышеизложенного мы считаем, что первоочередным объектом для промышленного освоения должно быть Тюбегатанское месторождение, где целесообразно организовать шахтную добычу калийных руд и комплексную переработку сырья галургическим методом. Некоторая, возможно, более высокая стоимость основного продукта (KCl) будет компенсироваться получением ряда ценных продуктов (поваренной соли, соды, Cl , $Bг$ и др.). Строительство самостоятельных предприятий для производства сырья этой продукции обошлось бы дороже. При оценке рентабельности химического предприятия следует учитывать всю ее совокупность.

В заключение необходимо подчеркнуть, что при определении мощности Среднеазиатского комбината важно предусмотреть выпуск KCl для производства K_2SO_4 , необходимого не только для республик Средней Азии,

но и для всей страны. В Среднеазиатском регионе K_2SO_4 можно получить методом конверсии, используя KCl калийного комбината и уникальные месторождения сульфатных солей Приаралья (месторождение Аккала), к изучению которых надо приступать безотлагательно.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенков В.И.* Метод совмещения проекций для изображения состава многокомпонентных водно-солевых систем и его применение в геохимии галогенеза. – Геохимия, 1973, № 9, с. 1382–1391.
- Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Вязовов В.В., Роскина Р.С.* Переработка карналито-сильвинитовых пород. – Тр. ВНИИГ, 1959, вып. 36, с. 201–228.
- Галаховская Т.В.* Распределение бора, лития и стронция при метаморфизации морской воды и продуктов ее концентрирования. – Тр. ВНИИГ, 1967, вып. 52, с. 108–141.
- Геохимические закономерности распределения железа, марганца, меди в соляных отложениях верхнеюрской галогенной формации и их генетическое значение/Осичкина Р.Г., Джураева Л.Х., Тилляходжаев Х.Н. М., 1976. 52 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 7.06.76, № 2010–76.
- Деревягин В.С.* Микроэлементы в верхнеюрских соляных отложениях юга Средней Азии и практическое значение их изучения. – В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. солевого совещ. Новосибирск: Наука, 1979, т. 2, с. 100–101.
- Диаров И.М.* О приуроченности бора к стадиям солеотложения. – Геохимия, 1967, № 2, с. 233–238.
- К вопросу об использовании постоянных компонентов соляных отложений при выяснении условий их формирования/Попов В.С., Осичкина Р.Г. М., 1973. 11 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 10.05.73, № 6023–73.
- Набиев М.Н., Осичкина Р.Г., Касымходжаева У.С., Джураева Л.Х.* Калийные соли и аксессуарные элементы Акбаша. Ташкент: Фан, 1972. 123 с.
- Николаев А.В.* Физико-химическое изучение природных боратов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 238 с.
- Об использовании боронности соляных пород при выяснении условий их формирования/Осичкина Р.Г. М., 1981. 24 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 17.02.81, № 737–81.
- Осичкина Р.Г.* Геохимические особенности и условия формирования соляных отложений верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии. – Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 102–112.
- Осичкина Р.Г.* Микроэлементы – показатели постседиментационного преобразования калийных соляных пород. – ДАН УзССР. 1982, № 7, с. 33–35.
- Попов В.С.* Закономерности размещения калийных солей в верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии. – В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. солевого совещ. Новосибирск: Наука, 1979, т. 2, с. 76.
- Попов В.С., Осичкина Р.Г.* Глинистые минералы – индикаторы условий формирования соляных толщ: на примере галогенных формаций Средней Азии. – В кн.: Химия и технология минеральных удобрений. Ташкент: Фан, 1971, с. 155–176.
- Проблема калийных удобрений в Средней Азии/Попов В.С., Осичкина Р.Г. М., 1981. 20 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 21.07.81, № 3235–81.

С.Н. Алехин

О ВОДОНОСНОСТИ КИМЕРИДЖ-ТИТОНСКИХ СОЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АМУДАРЬИНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Решение задачи более полного обеспечения страны топливом и сырьем для химической промышленности в значительной мере зависит от роста добычи газа и расширения сырьевой базы отрасли в Средней Азии, Оренбуржье, на Украине, перспектива развития которых связана с разведкой и вводом в разработку месторождений, приуроченных к подсолевым отложениям.

Процесс строительства скважин в этих районах при наличии в разрезе мощных соленосных толщ осложнен проявлением рассолов с аномально высоким пластовым давлением из соленосных или граничащих с ними отложений. Повышение технико-экономических показателей буровых работ на месторождениях, осложненных рассолопроявлениями, может быть достигнуто при четком представлении об их природе и особенностях эвапоритовой формации.

Эвапоритовая формация кимеридж-титонского возраста протягивается непрерывным шлейфом на территории Амударьинской синеклизы (Восточная Туркмения и Западный Узбекистан). В ее разрезе выделяют (снизу вверх) сульфатную (нижние ангидриты), хлоридную (нижние соли), сульфатную (средние ангидриты), хлоридную (средние соли), хлоридно-глинистую, сульфатно-карбонатную (шараплинский горизонт) литологические пачки. Наибольшая мощность формации в Бешкентском прогибе (до 1100 м) и на Мары-Байрам-Алийском валу (до 900 м). От них происходит постепенное выклинивание отдельных пачек и увеличение сульфатности в разрезе. Сокращение разреза носит первичный характер и отражает этапы развития солеродного бассейна.

Эвапоритовая формация оценивается в качестве регионального флюидоупора между юрским и неокомско-аптским водонапорными комплексами. Однако в процессе поисково-разведочных работ на газ в соленосной толще стали вскрываться рассолы. Самоизливы рассолов из кимеридж-титонских соленосных отложений отмечены в различных частях Восточной Туркмении на площадях Керкидаг, Яшлар, Учаджи, Кулач, Астанабаба, Шарапли, Багаджа, Майское, Южная Иолотань, Самантепе, Сундукли, Караулкуи, Байгушли, Байрам-Али, Мары, Джилликумы, Сакар, Еланы, Шатлык и др. Во всех случаях механизм проявления носит однотипный характер. Непосредственно перед водопроявлением наблюдается увеличение скорости проходки в 2–10 раз, затем фиксируется ухудшение параметров бурового раствора (плотности, вязкости, водоотдачи и т.д.), после чего возникает быстронарастающий перелив. Раствор выбрасывается из скважины и начинается фонтанирование. Первоначальный дебит сравнительно быстро уменьшается и через некоторое время затухает. Самопроизвольному затуханию фонтанов предшествует выпадение в стволе

скважин соли, ведущее к образованию пробок и прихвату находящихся в скважине бурильных труб. Предполагают, что пластовое давление рассолов соизмеримо с геостатическим давлением, которое в Восточной Туркмении равно 2,43–2,45 г/см³. Следовательно, чтобы заглушить фонтан, необходимо закачать в скважину раствор плотностью, равной плотности вышележащих осадочных пород (около 2,45 г/см³). При этом принято считать, что рассолопроявление связано с вскрытием в солях локализованных очагов маточных рассолов.

Анализ основных параметров, определяющих гидрогеологические особенности (водоносность, давление, химический состав), позволил прийти к выводу, что традиционный подход к эвапоритовой формации как к региональному флюидоупору следует изменить и рассматривать ее как водонапорный комплекс. Региональные закономерности формирования рассолов, вскрываемых в соленосных отложениях, с явно не случайными явлениями их обнаружения, свидетельствуют о наличии в эвапоритовой формации единых водоносных горизонтов, приуроченных к сульфатным и сульфатно-карбонатным литологическим пачкам, последовательно чередующимся с хлоридными пачками, выступающими в роли флюидоупоров.

Интенсивность проявления рассолов из соленосных отложений Амударьинской синеклизы самая различная. Наибольший приток получен на площади Южная Иолотань, где он достиг 10 000 м³/сут. Высокие дебиты рассолов получены на площади Керкидаг – до 1000 м³/сут, Байрам-Али – 2000 м³/сут. Меньше притоки, до 800 м³/сут, получены на площадях Кулач, Байгушли, Багаджа, Астанабаба и др. (табл. 1). В основном начальные дебиты через 2–5 сут быстро срабатывались, и скважина прекращала самоизливаться. Реже самоизлив оказывался более продолжительным. Например, на площади Багаджа в скв. 13 водопроявление наблюдалось почти в течение 2 мес. Снижение дебита и последующее прекращение самоизлива чаще всего происходили в результате закупорки ствола скважины солью.

Интенсивность самоизлива, его продолжительность и характер вскрытия водопроявляющего объекта свидетельствуют о наличии в разрезе эвапоритовой формации нескольких типов вод, заключенных в различных отложениях, слагающих формацию. На отдельных объектах, вероятно, были вскрыты карстово-трещинные воды спорадического распространения, преимущественно в собственно солях или на контакте солей с пластами-коллекторами (Керкидаг, Байрам-Али, Южная Иолотань и др.), либо пластово-трещинные воды регионального распространения в межсолевых и подсолевых ангидритах (Багаджа, Джилликумы, Сейраб, Учаджи, Западный Шатлык, Еланы и др.).

Геогрaфия самоизливающих скважин четко обосновывает данную позицию. Вне зон разломов дебиты водопроявлений редко превышают несколько десятков кубических метров, особенно активные и масштабные самоизливы фиксируются в сфере воздействия зон разломов. Зоны разломов, проявившиеся в процессе и после накопления эвапоритовой формации, стимулируют не только нарушение герметичности солей, но и создают благоприятные емкостно-фильтрационные свойства консолидированных пород в составе эвапоритовой формации (ангидритов, карбона-

Т а б л и ц а 1

Характеристика рапопроявляющих скважин Амударьинской синеклизы

Площадь, № скв.	Глубина залегания кровли эвапоритовой формации, м	Интервал глупбин рапопроявления, м	Дебит на устье, м ³ /сут	Температура на устье, °С	Удельный вес рапы, г/см	Кэффициент аномальности пластового давления	Пластовое давление, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8
Астанабаба, 1	2780	2850–2898	370,0	96,0–98	1,36–1,39	1,62–1,73	46,52–49,82
”, 4	2780	3116	104–220	49	1,3	1,68	52,51
Багаджа, 13	2560	2875	250,0	–	1,30	1,25–1,49	35,8–40,8
Байгушли, 2	2547	2847	104,0	43,0	1,25–1,28	1,51–1,60	43,7–47,0
Байрам-Али, 1	3210	3362	2000,0	102,0	1,315	1,5	–
Западный Шатлык, 41	3590	3751	40	–	–	–	–
Караулкуи, 2	2439	2930	576,0	68,0	1,31	1,50–1,55	43,9–45,4
Кели, 2	2921	3047	3	–	1,33	1,53–1,56	46,6–47,5
”, 3	2901	3022	10–15	–	1,235	–	–
”, 4	–	–	550–700	80,0	–	–	–
Керкидаг, 2	–	2908	700–1000	–	–	–	–
”, 4	–	2910	1000	115	1,32	–	–
Кулач, 3	3170	3501	290,0	65,0	1,35–1,37	–	–
Мары, 1	3439	–	21,0	124,0	1,265	1,49	51,2
Майское, 1	3371	3530	550–700	80	1,237	–	–
Самантепе, 7	1790	2285	20,0	74,0	1,26	–	–
Сакар, 1	2208	2362	1000,0	66–83	1,28–1,32	1,56–1,62	36,7–38,2
Сейраб, 4	2868	3338	207	46	1,22	1,86	62,2
Сундукли, 1	2363	2594	150	88	1,28	1,52	39,4
Учаджи, 4	2898	3545	145	–	1,26	–	–
”, 10	2907	3260	300	76	1,22–1,26	1,73	56,4

Шарапли, 1	2690	—	550—700	80,0	—	—	—
Южная Иолотань, 4	3380	3419	1586,0	105—110	1,36	1,73—1,74	59,2
”, 5	3367	3469	9000—10000	95—110	1,31—1,38	1,61	55,8
Яшлар, 1	3650	3590	—	—	—	—	—
Южная Иолотань, 1	3374	3480—3481	—	—	—	1,73	60,2
”, 3	—	3540—3563	1773	—	1,314	2,07	74,5
Хаузак, 3	2005	2060	1,5	83	1,32	1,88	38,7
Ленгизкуль, 4	1862	1921	800	87	1,3	1,3	25,0
”, 19	1867	2081	13	66—72	1,28—1,30	—	—
Заварды, 1	2175	2200	6000	96	1,29	1,98	43,6
”, 9	2159	2229	40	—	—	—	—
”, 10	2200	2486	60	—	—	—	—
Култак, 20	2154	2385	216	95	1,26	1,3	31,0
Памук, 17	2275	2380	6000	96	1,29	1,3	30,9
Нишан, 1	2686	2786	6050	110	1,36	1,26	35,1
Уртабулак, 20	1956	2257	2,5	86	1,29	1,98	44,7
Камаши, 6	2785	3060	69	—	—	—	—
Куруксай, 1	2435	2462	3	—	—	—	—
Пачкамар, 2	1395	1462	3500	65	1,22—1,23	—	—
Адамташ, 12	1080	1344	720	45	1,24	—	—
Гумбулак, 8	1796	2134	216	—	1,24	—	—
Гумбулак, 12	1865	1964	216	—	1,26	—	—
Джурамерген, 2	2538	2538—2896	432	61	1,215	—	—
”, 4	2562	2562—3208	108	44	1,22	1,74	55,8
”, 5	2753	2753—3344	61	46	1,21	1,61	53,7

тов и др.), что обуславливает концентрацию в них крупных запасов пластового флюида. Например, скважины, заложенные в зоне высокоамплитудного надвига площади Керкидаг, дали самоизлив до $1000 \text{ м}^3/\text{сут}$. Водопритоки более $1000 \text{ м}^3/\text{сут}$ получены на площадях Южная Иолотань, Майское, Байрам-Али, тяготеющих к Мургабскому разлому (палеоразмыву). Около $700 \text{ м}^3/\text{сут}$ дебит самоизлива на площади Шарапли, расположенной на стыке Мургабского и Репетек-Чешминского зон разломов.

В практике вскрытия самоизливающихся трещинных подземных вод обычно наблюдаются вначале высокие напоры (давления) и дебиты, потом быстрая их сработка и постепенная стабилизация. Высокие начальные дебиты и давления обусловлены вовлечением в разработку упругих запасов. Объемы их невелики и составляют, как правило, незначительные доли от общих емкостных запасов подземных вод [Биндеман, Язвин, 1970]. В результате начальные дебиты и давления быстро срабатываются, а их величины не являются представительными. И только последующие значения, уже при квазистационарном режиме работы скважины, отражают реальные пластовые условия. Аналогичное явление наблюдается и при вскрытии рассолов. Значения давления, дебита, замеренные сразу же при вскрытии рассола, повсеместно более высокие (до 6% на площади Кулач, 20% на площадях Сакар, Южная Иолотань), чем при последующих замерах. Период же стабилизации давления дебита различен и определяется характером вскрытия пласта, емкостными запасами и условиями их сработки.

По интенсивности водопритоков выделяются следующие четыре группы.

I. Группа незначительных (до $30 \text{ м}^3/\text{сут}$) водопритоков. Характеризуется повсеместным развитием пластово-трещинных типов вод в ангидритовых отложениях (нижние и средние сульфатные пачки). Предполагается ее преимущественная приуроченность к пологим антиклинальным складкам и периферийным погруженным частям крутых складок, т.е. участкам, наименее подверженным вторичной трещиноватости. Типовые примеры получены на площадях Мары, Шатлык (скв. 41), Еланы, Кели (скв. 2, 3).

II. Группа малых водопритоков ($30\text{--}500 \text{ м}^3/\text{сут}$). Характеризуется развитием межпластовых и пластово-трещинных типов вод. Распространена преимущественно в присводовых частях антиклинальных структур вне зон разломов. Вскрывается, как правило, в нижних и средних ангидритовых пачках или на контакте их с солями. В зонах развития вторичной трещиноватости или сводных частях складок, где возможно образование полостей отслоения, водообильность пород максимальная. На участках увеличенной мощности солей ($100\text{--}300 \text{ м}$) допускается формирование небольших карстовых образований. Запасы рассолов слагаются из емкостных и упругих. Последние определяют отклонение начальных параметров (параметров вскрытия пласта) от реальных пластовых. Величина отклонения параметров упругих запасов зависит от мощности соленосных отложений, и чем она больше, тем отклонения контрастнее. Подобные явления отмечены на площадях Байгушли (скв. 2), Сундукли (скв. 1), Учаджи (скв. 4), Сейраб (скв. 4), Багаджа (скв. 13), Астанабаба (скв. 4), Караулкуи (скв. 2), Кулач (скв. 3).

III. Группа больших водопритоков ($500\text{--}1000 \text{ м}^3/\text{сут}$). Обусловлена развитием пластово-трещинных типов вод в консолидированных породах, составляющих часть соленосных отложений (ангидриты, доло-

миты). В отличие от предшествующих она прослеживается преимущественно на своде антиклинальных складок, где наиболее высокая вторичная трещиноватость пород. Обнаружение ее возможно и в присводовой части высокоамплитудных крутых складок и в зонах разломов. Типовые примеры: Кели (скв. 4), Майское (скв. 1), Шарапли (скв. 1), Сакар (скв. 1).

IV. Группа катастрофических водопритоков (более $1000 \text{ м}^3/\text{сут}$). Намечается на участках крупных зон разломов. Здесь возможно развитие карстового типа вод непосредственно в солях, имеющих активную гидродинамическую связь, как правило, с трещинными водами в нижних ангидритах. Группа наиболее вероятна при наличии в разрезе мощной толщи солей (более 300 м). Крупные карстовые емкости обуславливают формирование упругих запасов, начальные параметры которых резко отличаются от последующих. Типовые примеры: Байрам-Али (скв. 1), Керкидаг (скв. 2, 4), Южная Иолотань (скв. 3).

Для оценки пластовых давлений рассолов мы воспользуемся коэффициентом аномальности пластового давления (КАПД). Коэффициент представляет собой отклонение наблюдаемого пластового давления от гидростатического. Как установлено, КАПД рассолов в соленосных отложениях имеет различные вариации, а не соответствует, как принято считать, геостатической нагрузке вышележащих пород. Свидетельством тому прямые и расчетные замеры пластовых давлений по рассолопроявляющим скважинам как в Восточной Туркмении, так и Западном Узбекистане (см. табл. 1). Наиболее надежные из них получены на площадях Багаджа (скв. 13) — 1,48, Байгушли (скв. 2) — 1,66, Сейраб (скв. 4) — 1,86, Джурамерген (скв. 5) — 1,68 и др.

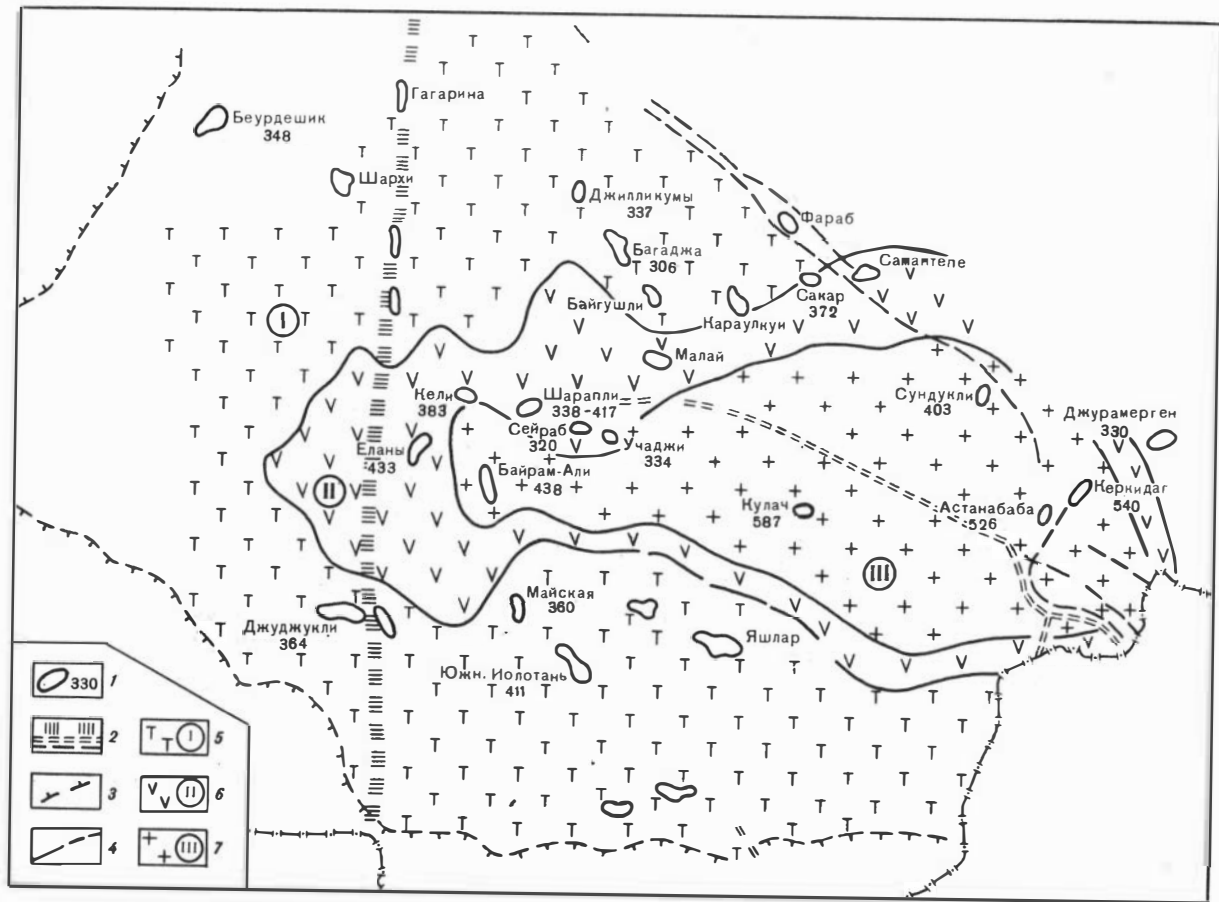
В целом для Амударьинской синеклизы отмечается увеличение КАПД от периферии ареала формации к прогибам, где его значение превышает 2,0 (Бешкентский прогиб). Характер распределения КАПД рассолов отражает общую закономерность динамики пластового флюида и условия формирования энергии пластового флюида в отложениях [Алехин, 1980].

Факты свидетельствуют, что пластовые давления рассолов в кимеридж-титонских отложениях, как правило, выше, чем в подстилающих их келловей-оксфордских (табл. 2).

Указанное явление объясняется пластичностью и текучестью солей, создающими дополнительный источник пластовой энергии своей массой. В консолидированных породах, представленных песчаниками и карбонатами, порода выдерживает нагрузку вышележащих слоев за счет межзерновых контактов. В этом случае расхождение между пластовыми давлениями рассолов в кимеридж-титонских отложениях и рассолов в келловей-оксфордских должно определяться прямой связью с мощностью соленосных отложений.

В соответствии с динамикой пластового давления в этом же направлении происходит постепенное увеличение минерализации рассолов до 540 г/л и трансформация их химического состава от хлоридно-натриевого до хлоридно-магниевых типов, определяющая нормальную гидрогеохимическую зональность. Выделяются четко три гидрогеохимические зоны (рисунок).

Зона I — внешняя зона, расположена по окраинной территории эвапоритового бассейна, ограничивается мощностью соленосных отложений 0—700 м. Минерализация подземных рассолов обычно варьирует в пределах



○ 330 1

≡≡≡≡ 2

↘ 3

— 4

T T (I) 5

V V (II) 6

+ + (III) 7

Таблица 2

Сравнительные значения давлений рассолов в келловей-оксфордских (А) и кимеридж-титонских (Б) отложениях

Площадь	А		Б	
	Пластовое давление, МПа	КАПД	Пластовое давление, МПа	КАПД
Багаджа	40,1	1,31	42,4	1,48
Байгушли	44,2	1,35	46,9	1,66
Караулкуи	37,9	1,26	45,4	1,55
Сакар	29,5	1,11	36,7	1,55
Уртабулак	26,8	1,3	44,7	1,98

306 (Багаджа) — 364 г/л (Западный Шатлык), реже — 411 г/л (Южная Иолотань). К периферии ареала солей, точнее с уменьшением мощности соленосных отложений, минерализация рассолов уменьшается. Химический состав рассолов преимущественно хлоридно-натриево-кальциевый и хлоридно-натриевый. Химический состав приведен в табл. 3.

Для рассолов зоны характерно повышенное содержание йода — 38—40 мг/л (Джилликумы, скв. 1; Багаджа, скв. 6) — явление, закономерное для окраинной части бассейна, где в прибрежных условиях возможно обогащение осадков органическим веществом, сорбирующим йод. В целом прослеживается общая обедненность галитовых пород, развитых по периферии солеродного бассейна, микрокомпонентами.

Зона II вложена в зону I и ограничивается мощностью соленосных отложений 700—800 м. Здесь развиты воды последующей стадии метаморфизации — хлоридно-кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 350 (Мары) до 383 г/л (Шарапли). Встречаются рассолы хлоридно-кальциевого состава с минерализацией 414—417 г/л (Шарапли, скв. 1 и 3). Как и в зоне I, с ростом минерализации возрастает содержание (в г/л) ионов Са от 57 до 77, Mg от 5 до 31, Cl от 214 до 275 и уменьшение содержания ионов Na (К) от 65 до 39.

В микрокомпонентном составе особых отличий от зоны I не прослежено.

Зона III — последующая зона метаморфизации рассолов. Она ограничивается мощностью соленосных отложений 800—1100 м и занимает центральную часть бассейна. В ней развиты рассолы хлоридно-магниевого типа с различными модификациями катионов. Например, хлоридно-натриево-кальциевый (Астанабаба, скв. 4), хлоридно-кальциево-магниево-натриевый (Кулач, скв. 3). Для зоны типично повсеместное присутствие ионов Mg, источником которого являются, вероятно, магнийсодержащие соли. Данный тип

Распространение кимеридж-титонских соленосных отложений

1 — площадь распространения и значение минерализации рассолов, г/л; 2 — зоны разломов, фиксируемые в фундаменте и осадочном чехле; границы: 3 — распространение кимеридж-титонских соленосных отложений, 4 — зон распространения химических типов рассолов; типы рассолов (в кружке — номер зоны): 5 — хлоридно-натриево-кальциевый, 6 — хлоридно-кальциево-натриевый, 7 — хлоридно-кальциево-магниево-натриевый

Т а б л и ц а 3

Основной химический состав рассолов, г/л

Гидрохимическая зона	Типовая площадь	Na(K)	Ca	Mg
I	Джилликумы Южная Иолотань Майская Западный Шатлык Багаджа	62-76	27-53	2-15
II	Сакар Мары Шарапли Учаджи	39-65	57-77	5-31
III	Байрам-Али Кулач Астанабаба	16-38	72-122	34-37

Т а б л и ц а 3 (окончание)

Гидрохимическая зона	Типовая площадь	Cl	Минерализация	Тип рассола*
I	Джилликумы Южная Иолотань Майская Западный Шатлык Багаджа	184-232	306-364	Хлоридно-натриево-кальциевый
II	Сакар Мары Шарапли Учаджи	215-275	350-383	Хлоридно-кальциево-натриевый
III	Байрам-Али Кулач Астанабаба	279-346	430-527	Хлоридно-кальциево-магниевый

* По преобладающему компоненту.

рассолов имеет самую высокую минерализацию, от 403 (Сундукли, скв. 1) до 540 г/л (Керкидаг, скв. 4). Увеличение минерализации происходит за счет дальнейшего накопления в рассоле ионов Cl (от 279 до 346 г/л), Mg (от 34 до 37) и Ca (от 72 до 122). Содержание ионов Na (K) уменьшается от 38 до 16 г/л.

Как и следовало ожидать, для последней стадии жизни эвапоритового бассейна, характеризующегося формированием осадков в сильносоленом водоеме без связи его с морем, должно особенно заметно происходить накопление микрокомпонентов, обладающих высокой степенью насыщения.

Предполагается, что значения не лимитированы и могут оказаться более высокими, особенно в пределах района, ограниченного мощностью соленосных осадков свыше 1000 м, где минерализация рассолов превышает 500 г/л.

Региональные закономерности формирования химического состава рассолов в соленосных кимеридж-титонских отложениях подтверждают не узко локальное их развитие, а повсеместное.

Наряду с региональными процессами формирования подземных рассолов существуют и локальные. Они обуславливают отклонение значений прогнозных региональных параметров водоносного горизонта от фактических. Установлено, что интенсивность локальных изменений имеет прямую связь с положением рассолопроявляющей скважины к своду антиклинальной складки и ее строением. Самые интенсивные рассолопроявления вскрываются на своде структуры, менее интенсивные — на крыльях. При этом чем круче градиент уклона крыльев и выше амплитуда складки, тем, при прочих равных условиях, контрастнее отклонение от региональных прогнозных величин.

Основными причинами дифференциации параметров водоносного горизонта в пределах структуры, вероятно, являются тектонические процессы, обусловившие не только характер и интенсивность вторичной трещиноватости, но и в совокупности с типичными свойствами солей (пластичность, текучесть, герметичность, растворимость) перераспределение внутри структуры геостатических напряжений.

Как уже отмечалось, основные водоносные горизонты заключены в сульфатных пачках, а хлоридные пачки выступают в роли флюидоупоров. Подземные воды, заключенные в нижней сульфатной пачке, имеют гидродинамическую связь с юрским водонапорным комплексом. Воды в средней и верхней сульфатных пачках гидродинамически изолированы от водонапорных комплексов, но в зонах разломов, на участках выклинивания или замещения хлоридных пачек они имеют гидродинамическую связь, обуславливающую вертикальную миграцию флюида (например, миграция флюида из подстилающих эвапоритовую формацию карбонатных верхнеюрских отложений в вышележащий шатлыкский горизонт готеривского яруса). Вертикальная миграция флюида нашла обоснование в формировании промышленных залежей газа в шатлыкском горизонте [Геологические..., 1976].

Таким образом, эвапоритовая формация представляет собой типичный водонапорный комплекс со всеми присущими ему региональными закономерностями формирования подземных вод. Основными факторами, воздействующими на гидрогеологические особенности, являются глубина залегания, мощность и литологический состав эвапоритовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Алехин С.Н.* Коэффициент аномальности пластового давления при оценке газоносности платформенной части Туркменистана. — Геология нефти и газа, 1980, № 6, с. 20–26.
- Бидеман Н.Н., Язвин Л.С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1970. 216 с.
- Геологические предпосылки перспектив газоносности Восточной Туркмении /Г.И. Амурский, И.П. Жабров, В.С. Гончаров и др. М.: Недра, 1976. 392 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОЛЯНЫХ ОЗЕР МНР

Большую часть территории МНР занимают районы сухих степей, полупустынь и пустынь, для которых характерно наличие большого количества минерализованных озер, различных по своему солевоому составу и концентрации рассолов. Из общего количества озер Монголии (более 1000) на долю соляных и рассольных приходится около половины, причем большинство крупнейших озер МНР (за исключением оз. Хубсугул), площадь которых превышает 100 км^2 (Убсу-нур, Хиргис-нур и др.), также относится к соленым или солоноватым. Многие крупные и средние соляные озера приурочены к так называемому району Котловины больших озер на западе МНР и к районам, расположенным вдоль северо-восточных склонов Монгольского и Гобийского Алтая [Мурзаев, 1948; Кузнецов, 1962; Лувсандорж, 1973]. Большое количество мелких соляных озер, площадь водного зеркала которых менее 5 км^2 , расположено в пустынно-степной зоне Восточно-Монгольской равнины. Их формирование, как правило, связано с климатическими и локальными геоморфологическими факторами, причем часть из них в засушливые периоды резко континентального климата района может превращаться в солончаки. Сравнительно небольшое количество соляных озер расположено в горных районах Монгольского Алтая, а также Хэнтэйского и Хангайского горных массивов. Эти озера, как правило, небольшие, приурочены к зонам межгорных бессточных впадин и часто содержат достаточно высокоминерализованные воды (Ихэс-нур, минерализация — 140 г/л), а иногда залежи солей (например, оз. Цав-Дан — NaCl составляет 95% общей массы соли).

Особенностям геологического развития озерных бассейнов, а также формированию и составу некоторых районов минерализованных озер Монголии посвящены отдельные работы [Дзенс-Литовский, Микицинский, 1963; Маринов, Попов, 1963; Лувсандорж, 1973; Мезозойские. . . , 1982]. Однако их сравнительно немного, и вопросы, связанные с составом и генезисом соляных озер, запасами и прогнозами солей на территории МНР, полностью не решены.

В исследованных нами минерализованных озерах в качестве ведущих компонентов в составе солей выделяются Na_2CO_3 , NaHCO_3 , NaCl , Na_2SO_4 , MgSO_4 , MgCl_2 , MgHCO_3 .

Наиболее распространены озера натриевой специфики с различным анионным составом, причем содовые проявления встречаются собственно содового — Na_2CO_3 и гидрокарбонатного характера, включающего в состав солей бикарбонат натрия (NaHCO_3). Если первые встречаются редко, но, как правило, с высокой концентрацией Na_2CO_3 — до 30–40% (озера Хух-нур, Тосон-нур), а иногда и с залежами этого содового компонента (Булт-нур, Цайдамын-нур), то вторые более распространены и особенно на востоке МНР (Гурмийн-нур, Шур-Будийн-нур, Сумийн-нур, Цайдам-Зун-нур и др.). Концентрация NaHCO_3 достигает здесь иногда 45% при минерализации в несколько граммов на литр, однако залежей соответствующей содовой составляющей не наблюдается.

Технологические процессы получения соды из рассолов NaCl или Na_2SO_4 (из-за редкой встречаемости содовых месторождений [Баталин, Станкевич, 1974]) хотя и сравнительно не сложны, но требуют специального оборудования. В этой связи указанные месторождения соды представляют особый интерес для развивающегося народного хозяйства МНР. Что касается генетических вопросов формирования содовых озер, то образование содового компонента в них может быть связано с выветриванием силикатов, содержащих достаточное количество Na , и с взаимодействием растворенных солей Na и Mg при участии CO_2 . Не исключено влияние глубинных факторов, тем более что некоторые из групп содовых озер в тектоническом отношении приурочены к зонам повышенной проницаемости, связанным с неотектоническими движениями. К последним относятся районы Северо-Восточной Монголии (озера Гурмийн-нур, Тосон-нур, Шар-нур и др.). Не последнюю роль играют гидрогеологические особенности региона [Маринов и др., 1977; Толстихин и др., 1979], в частности состав карбонатных вод и механизмы их разгрузки. Открытым остается вопрос о первичном источнике углекислоты, который может быть как глубинного происхождения, так и связанным с поверхностными климатическими и биологическими процессами.

Хлористый натрий — наиболее распространенный в составе солей изученных озер, встречаясь, как правило, в качестве примеси к другим солям, иногда формирует залежи самосадочной соли, которую можно использовать для пищевых, сельскохозяйственных и промышленных нужд. Были обследованы озера с запасами, достаточными для промышленной переработки. На востоке Монголии — это озера Сангийн-Далай-нур, Хух-нур, на западе — Давсан-нур, Цавдан-нур, Дэвтэр-нур и др. Все перечисленные месторождения имеют пласты соли мощностью от десятков сантиметров до первых метров при площади распространения $1-5 \text{ км}^2$, в прибрежных зонах часто развиты типичные для таких районов соляные котлы диаметром от 2 до 7 м.

Месторождения NaCl на территории МНР преимущественно самосадочно-озерного происхождения, за исключением ископаемых солей девонского возраста в районе сомона Давст. Это месторождение каменной соли — Шуден-Ула — разрабатывается с начала 70-х годов и является геологическим аналогом соляного месторождения Дабуст-Ула, расположенного на территории СССР (Тувинская АССР). Локальное строение месторождения Шуден-Ула в районе карьера (добыча ведется открытым способом) изучено довольно хорошо. Здесь, кроме буровых работ, велись также сейсмические и гравиметрические исследования, однако более масштабные разведочные работы не проводились. Поэтому одной из проблем для местных геологов и горняков является выбор направлений и участков для дальнейшей разработки соленосных пород.

Формирование самосадочных озерных залежей NaCl связано, как правило, с бессточными котловинами, где засоление идет в результате действия климатических факторов за счет солей, вымытых из почв. Встречены солепроявления, где генезис NaCl обусловлен специфическим положением месторождения, и образование последнего идет за счет слабосоленых вод крупного озера. Примером такого месторождения может служить оз. Дав-

сан (Убусунурский аймак, размеры $2 \times 0,3$ км). Образование соли обусловлено здесь тем, что месторождение связано подземным стоком с заливом соленого оз. Убусунур, являющегося поставщиком основного солевого компонента. На месторождении Цохор (Гоби-Алтайский аймак, размеры 2×3 км, мощность соли $1,5-2$ м) генезис солей аналогичен предыдущему. Существует подземный сток между озерами Дурген и Цохор, а северная часть оз. Цохор является как бы своеобразным отстойником и концентратором рапы.

Сульфат натрия в составе солей минерализованных озер МНР весьма распространен. Однако он входит, как правило, в качестве примеси к другим солям и сравнительно редко образует собственные накопления. В отдельных озерах встречены слои этой соли, представленные преимущественно мирабилитом. Одним из наиболее типичных является оз. Харыйн-нур. Мощность мирабилитового пласта здесь составляет $0,5$ м, при этом концентрация Na_2SO_4 в водорастворимой части достигает 45%. Это сульфатное озеро — корневого типа, где образование Na_2SO_4 обусловлено особенностями состава почв полупустынной зоны района водосбора, причем садка мирабилита происходит в зимние месяцы, что является типичным для минерализованных озер такого профиля.

Магний также входит в состав озерных солей довольно часто. Озера магниевой специфики особенно распространены в Хангайском, Хвнтэйском и Главном Гобийском районах, а также в горах Монгольского и Гобийского Алтая (Бурднур, Хар-нур, Ихэс-нур и др.). Однако крупных залежей солей Mg не встречено, несмотря на случай повышенной концентрации их в составе озерной воды (например, Ихэс-нур).

Некоторые из изученных озер обладают бальнеологическими свойствами и используются местным населением в лечебных целях (Хунданырашан-нур, Олзийт-нур и др.). Общим для этих озер часто является повышенная концентрация MgSO_4 .

Говоря о химическом составе солей в отложениях изучаемых озер, следует отметить малую концентрацию или полное отсутствие K, за исключением, может быть, оз. Убусунур, где концентрация его несколько выше по сравнению с другими. Этот факт может определяться тем, что вероятный генезис формирования солей озера, возможно, частично связан с солями расположенного вблизи месторождения ископаемой каменной соли девонского возраста — Шудан-Ула, где в общей массе галита встречены тонкие пропластки с повышенной концентрацией KCl (до 9%).

По мере накопления геохимической информации появилась возможность выделить на достаточно большом статистическом материале более детальные геохимические типы, что позволило в дальнейшем изучать подробнее типовые объекты и обобщать материалы, связанные с перспективами прогнозирования и использования ресурсов соляных озер.

Для этого на базе катионно-анионного состава вод соляных озер (более 200) математическими методами (кластерный анализ) была выделена серия групп [Дюран, 1977; Абрамов и др., 1979]. В таблице приведены средние значения для таких выделенных групп (кластеров).

Видно, что некоторые группы имеют ярко выраженный, хорошо известный типовой характер [Овчинников, 1963; Алекин, 1970; и др.]. Напри-

мер, озера кластера 5 отличаются хлоридно-натриевым составом; 2 и 4 кластеры — озера гидрокарбонатного состава, причем 4 кластер обладает гидрокарбонатно-натриевой спецификой. В кластере 1 выделяются озера сульфатно-натриевого типа. Однако другие кластеры отличаются более сложным смешанным солевым составом; их типовые особенности обусловлены комплексом причин, отражающих специфику региона.

Кроме изучения распределения компонентов в пределах каждой группы (геохимические параметры кластера), изучалось распределение групп на территории МНР, связь с геологическими ситуациями и особенности минерализации.

В результате были получены следующие краткие характеристики кластеров (см. таблицу).

1 кластер — озера этого типа (максимум сульфатных солей) преобладают в Северной Монголии, несколько южнее оз. Хубсугул. Это гористые районы, где глубокие озерные котловины приурочены часто к массивам древних метаморфизованных пород. Минерализация вод здесь 25—40 г/л. Второй небольшой подрайон этого кластера расположен чуть южнее Улан-Батора на холмистой территории, отличающейся более сухим климатом. Соответственно минерализация здесь 50—70 г/л.

2 кластер представлен озерами, расположенными на востоке МНР (преобладают компоненты гидрокарбонатного характера), часто приуроченными к депрессионным зонам, выполненным юрскими и меловыми породами. Здесь минерализация вод невысокая 2—4 г/л. Второй подрайон — на западе МНР в районе сомона Ховд. Здесь еще более слабая минерализация озер — 0,5—1,5 г/л. Содовый компонент формируется здесь за счет солей, вымытых из песков пустыни.

3 кластер — хлоридно-сульфатные озера горных и предгорных районов Монгольского и Гобийского Алтая отличаются повышенной концентрацией катионов Mg в составе солей, по-видимому, за счет присутствия горных пород основного состава (озера Тонхил, Ихэс-нур, Бигер и др.). Минерализация средняя, иногда высокая — 50—180 г/л.

4 кластер — содовые слабоминерализованные (2—6 г/л) озера, расположены вдоль среднего течения р. Керулен. Часто это отшнурованные участки старых русел.

5 кластер — самая многочисленная группа озер (около 50 объектов). В составе солей превалирует хлорид натрия, об особенностях формирования которого уже говорилось. На востоке и северо-востоке МНР минерализация вод в таких озерах — 20—100 г/л. На западе (вторая область распространения этого кластера, озера — Цав-Дан, Давсан и др.) минерализация достигает 200—300 г/л. К этому кластеру относится большинство озерных месторождений NaCl на территории МНР (Цохор, Сангийн Далай, Гурван ТЭС и др.).

6 кластер (хлоридно-карбонатный) преимущественно развит на крайнем северо-востоке, где много озер этого типа со слабой минерализацией 2—8 г/л. Однако встречены отдельные озера этого типа с высокой минерализацией (150—300 г/л) — Цайдамьин (180 г/л, Центральная Монголия), Булт (260 г/л — северо-запад МНР), Шар-нур (145 г/л) и Тосон (230 г/л, Восточная Монголия).

7 кластер — сравнительно малочисленный (18 объектов). Озера неболь-

Средние значения катионно-анионного состава солей и минерализации в типах (кластерах) соляных озер МНР, %

Кластеры	Катионы, анионы						
	Na + K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
1							
M = 25 ÷ 40							
29,05	2,43	0,0	13,89	47,76	0,87	2,51	
50 ÷ 70							
2							
M = 0,5 ÷ 1,5							
9,68	6,43	7,04	7,41	8,86	0,87	56,67	
2 ÷ 4							
3							
M = 50 ÷ 180							
22,01	8,86	0,70	47,21	17,23	0,0	0,0	
4							
M = 2 ÷ 6							
30,37	1,74	0,0	4,17	6,89	13,86	40,12	
5							
M = 20 ÷ 100							
33,45	1,74	0,0	49,53	9,35	0,87	1,50	
200 ÷ 300							
6							
M = 2 ÷ 8							
31,69	2,78	0,70	24,07	8,37	14,30	14,04	
150 ÷ 300							
7							
M = 2 ÷ 5							
26,41	3,82	0,71	11,57	27,08	4,77	21,06	
8							
M = 10 ÷ 30							
28,17	3,83	0,0	29,62	29,54	1,30	3,51	
50 ÷ 120							

Примечание. М – минерализация (г/л), К <<< Na.

шие, приурочены в основном к южной равнинной части Центральной Монголии. Минерализация слабая – 2–5 г/л.

8 кластер представлен двумя подгруппами: первая – на западе и юге от г. Улан-Батора – область средних по размерам озер с минерализацией 10–30 г/л (на юге зона полупустыни и минерализация здесь выше – 50–120 г/л), вторая – в Западной Монголии, где преобладают крупные озера. Минерализация здесь – 5–20 г/л.

Таким образом, видно, что для перспективного исследования (в том числе и с точки зрения запасов солей) представляет интерес большинство объектов 5 кластера на NaCl. 6 кластер – это подтип высокоминерализованных содовых озер иногда с запасом содового сырья. Районное значение могут иметь озера западных горных регионов – кластер 3. Бальнеологическими свойствами отличается ряд озер кластера 1.

Большими потенциальными запасами, по-видимому, обладает ряд круп-

ных озер кластера 8, поскольку изучение направлений привноса вещества в них, наряду с геологическим строением, с учетом состава подземных вод и гидрогеологическими особенностями района [Маринов и др., 1977], может привести к обнаружению новых источников повышенной концентрации минеральных солей.

Остальные типы, вероятно, менее перспективны на запасы солей, однако представляют безусловный интерес с генетической точки зрения.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А.В., Миронов Ю.В., Каменева Е.Е.* Опыт применения кластерного анализа при изучении расслоенных интрузивов на примере Иоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье). — В кн.: V симпозиум по геохимии магматических пород: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 16–17.
- Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1970, 271 с.
- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф.* О распространении содоносных образований. — Тр. Казан. геол. ин-та, 1974, вып. 2, с. 3–11.
- Дзенс-Литовский А.И., Микицинский В.В.* Соляные озера аридной зоны Центральной Азии. — Тр. лаб. озероведения АН СССР, 1963, т. 15, с. 174–214.
- Дюран Б., Оделл П.* Кластерный анализ. М.: Статистика, 1977, 127 с.
- Кузнецов Н.Т.* Древние озера Центральной Азии. — Природа, 1962, № 1, с. 108–110.
- Маринов Н.А., Попов В.Н.* Гидрогеология МНР. М.: Недра, 1963, 51 с.
- Маринов Н.А., Рождественская З.Н., Шкапская С.Г., Кончакова А.И.* Подземные воды. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1977, т. 3, с. 635–687.
- Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982, 211 с.
- Мурзаев З.М.* Котловина больших озер в Западной Монголии и происхождение ее ландшафтов. — В кн.: Тр. II Всесоюз. геогр. съезда. М., 1948, т. 1, с. 367–378.
- Овчинников А.М.* Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963, 347 с.
- Толстихин Н.И., Толстихин О.Н., Толстихин И.Н.* Региональные гидрогеологические закономерности минеральных вод земли. — Зап. ЛГИ, 1979, т. 81, с. 69–80.
- Лувсандорж Ш.* Бимау-ын эрдэст нууруус тэгээрийн давст ашгилах беломж. Улан-Батор хот, 1973, 256 с.

УДК 552.632 (477.86)

С.П. Гринив

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛАСТОВ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ КАЛУШ-ГОЛЫНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В условиях сложного геологического строения месторождений калийных солей Предкарпатья вопросы корреляции промышленных залежей встают с особой остротой. Поиск коррелятивов в каждой из разновозрастных галогенных формаций этого региона позволил исследователям наметить ряд маркирующих горизонтов (или принципов их выделения). Было предложено расчленять соленосные толщи по химическому составу растворов включений в галите с учетом других данных [Петриченко и др., 1978]. Предпринимались попытки применить для решения вопросов корреляции математические методы [Раевский, Телегин, 1973]. Наряду с общими критериями корреляции в каждой из галогенных формаций

Предкарпатья исследователями выделялись конкретные маркирующие горизонты. Для Марково-Росильнянского месторождения показана возможность сопоставления пластов калийных солей по аутигенным минералам нерастворимого остатка [Сливко, 1979], для Стебникского — по пачке кремнистых пород [Кудрявцев, 1977; Джиноридзе и др., 1976], для Калуш-Гольинского месторождения — по пачке каинит-лангбейнитовой породы с двумя слоями каменной соли и слоем полигалитовой породы [Коринь, 1978]. Однако количество таких горизонтов в каждой из соленосных формаций Предкарпатья является недостаточным, что диктует необходимость поиска новых маркирующих горизонтов. Для галогенных отложений других регионов в качестве маркирующих часто выступают слои и пачки карбонатных пород и ангидритов [Яржемский, 1978]. В Предкарпатье такие надежные маркирующие горизонты не выявлены. В связи с этим литостратиграфическая корреляция разрезов каждой из разновозрастных галогенных формаций становится трудной проблемой [Кореневский, 1978], и внимание исследователей обращено на выявление других, видимо, не столь совершенных маркирующих горизонтов, как карбонатные породы и ангидриты, но все же дающих возможность расчленять и коррелировать разрезы калиеносных отложений.

По нашим данным, такими породами на Калуш-Гольинском месторождении могут служить каменная соль и полигалитовая порода. Из разновидностей полигалитовой породы рассмотрим две: глинистую полигалитовую породу из пластов калийных солей и чистую, мономинеральную, залегающую на контакте пластов и соленосной брекчии.

Глинистая полигалитовая порода — светло-серая, микро-, мелкозернистой, спутанноволокнистой структуры. Текстура листоватая, тонкослоистая, обусловленная различной глинистостью слоев. Местами отмечается косая слоистость. Глинистая полигалитовая порода образовалась на стадии седиментации [Яржемский, 1954; Лобанова, 1956]. Один из таких слоев мощностью 2–10 см в составе маркирующей пачки применяется для корреляции разрезов [Коринь, 1978], он выдержан по простираанию и прослежен в пределах всего месторождения. Другие слои глинистой полигалитовой породы имеют меньшую мощность (1–2 см) и поэтому слабо выделяются в соленосных отложениях.

О возможности применения при корреляции слоев полигалитовой породы, залегающих у всячего и лежачего контактов залежей калийных солей, нет единого мнения. Одни исследователи считают их седиментационными [Яржемский, 1954; Лобанова, 1956] и подчеркивают их выдержанность на сотни метров, другие [Коринь, Мосора, 1978] указывают на их образование в результате вторичных процессов и невозможность использования в качестве маркирующих. При детальном изучении слоев полигалитовой породы, окаймляющих пласты калийных солей, выяснилось, что они не всегда залегают на контактах пласта, часто отсутствуют как с одной, так и с другой стороны, часто не выдержаны по простираанию даже в пределах соседних горных выработок, иногда встречаются на значительном удалении от залежей калийных солей. В преобладающем большинстве случаев эти слои сложены полигалитом и ангидритом, полигалитовая часть слоя всегда расположена со стороны пласта, ангидритовая — со стороны соленосной брекчии. Полигалит и ангидрит обычно имеют волокнистую

структуру, волокна ориентированы поперек слоя. Геохимическое и минералого-петрографическое изучение этих слоев позволяет предположить их образование в результате смешения захороненных маточных сульфатных растворов из пластов калийных солей и хлоркальциевых растворов из соленосной брекчии на стадии диагенеза или катагенеза. Все это исключает возможность применения этих слоев для целей корреляции.

Слои каменной соли из залежей калийных солей Калуш-Гольинского месторождения характеризуются многими общими чертами. Они имеют мощность от нескольких сантиметров до 10–30 см. Структура каменной соли обычно средне-, крупнозернистая (размер зерен 0,15–0,5 мм), форма зерен овальная, удлиненная, иногда порода сложена идиоморфными кристаллами галита. В зернах галита встречаются скелетные зародыши кристаллов — зонально расположенные включения рапы в виде куба с воронкообразно вогнутыми гранями, размер таких зародышей 0,1–0,3 мм. Каменная соль содержит в незначительных количествах примесь калийных минералов. Бромхлорный коэффициент в среднем составляет 0,31, что соответствует галиту стадии садки калийных солей. Слои каменной соли характеризуются хорошей выдержанностью по простиранию, некоторые из них прослежены по всему месторождению, другие — на расстояния первых сотен метров. Результаты минералого-петрографического и геохимического изучения слоев каменной соли [Гринив, 1981] свидетельствуют об их образовании на стадии седиментации в результате процесса высаливания. Такие условия образования объясняют хорошую выдержанность слоев каменной соли по простиранию в пределах площади развития калийных пород.

Следовательно, слои каменной соли и глинистой полигалитовой породы, образовавшиеся на стадии седиментации и имеющие хорошую выдержанность по простиранию при наличии характерных особенностей (цвет, слойки калийных минералов и др.) могут служить литологическими маркирующими горизонтами.

Возможность использования таких литологических маркирующих горизонтов была проверена при корреляции разрезов конкретных калийных залежей Калуш-Гольинского месторождения. Задача их сопоставления является актуальной, поскольку существует несколько точек зрения на количество пластов калийных пород в разрезе месторождения. На участке Восточная Гольнь на стадии разведки выделялось 15 пластов калийных солей, сейчас, при подземной разведке и эксплуатации месторождения, по данным геологов рудника, выделяется шесть продуктивных пластов, согласно точке зрения Н.М. Джиноридзе [1976], на стадии седиментации здесь отлагались лишь два пласта.

Сложное складчатое строение пластов калийных солей затрудняет поиск геохимических, литологических и других критериев корреляции и делает невозможным сопоставление разрезов без приведения их к нормальной стратиграфической последовательности слоев. Поэтому первоначальной задачей должно стать сопоставление нормальных литологических разрезов отдельных залежей.

Такие разрезы нами составлялись для пластов ЛК-1-2 и ЛК-верхнего участка Восточная Гольнь Калуш-Гольинского месторождения. При составлении разрезов основное внимание уделялось выделению в литологически однородных пачках пород слоев, характеризующихся хорошей выдержан-

ностью по простиранию и имеющих макроскопические отличия от других слоев такого же состава. В разрезе пласта ЛК-1-2 выделено восемь пачек с литологически отличающимися слоями каменной соли, полигалитовой породы и в одном случае — глины. Для сопоставления разрезов или определения нормального или опрокинутого залегания пласта необходимо проследить подряд несколько таких выделенных пачек в разрезе, т.е. их можно использовать только совместно, учитывая как порядок пачек, так и наличие в них выделяющихся слоев.

Сопоставление нормальных литологических разрезов пластов ЛК-1-2 и ЛК-верхнего показало хорошее совпадение всех выделенных пачек. Это свидетельствует об одновременном образовании этих двух пластов и хорошо согласуется с выводом Н.М. Джиноридзе [1976] об одновременном отложении всех сульфатных пластов месторождения.

Из приведенного материала можно сделать следующие выводы:

1. Слои каменной соли и глинистой полигалитовой породы являются седиментационными, характеризуются хорошей выдержанностью по простиранию и, если имеют макроскопические отличия, могут использоваться как литологические маркирующие горизонты.

2. Для калиеносных отложений Калуш-Гольинского месторождения составление нормальных литологических разрезов должно предшествовать разработке минералого-геохимических и литологических критериев корреляции и сопоставлению залежей.

ЛИТЕРАТУРА

- Гринив С.Л.* Каменная соль высаливания Калуш-Гольинского месторождения. — В кн.: Геология и геохимия неметаллических полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1981, с. 183–186.
- Джиноридзе Н.М.* Методические рекомендации по составлению литолого-тектонических и прогнозных крупномасштабных карт в условиях Предкарпатских калийных месторождений. Л.: ВНИИГ (ротапринт), 1976. 69 с.
- Джиноридзе Н.М., Кудрявцев Ю.Е., Розова М.С.* Кремнистые породы соленосной толщи Стебникского калийного месторождения Предкарпатья. — В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1976, с. 6–7.
- Корневский С.М.* Литостратиграфическая корреляция разрезов галогенных формаций различных типов и их дифференциация (с элементами палеогеографического контроля). — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 138–148.
- Коринь С.С.* Строение пласта "ЛК-верхний" на участке Восточная Гольнь Калуш-Гольинского месторождения. — В кн.: Геологическое строение провинций горючих ископаемых Украины. Киев: Наук. думка, 1978, с. 116–119.
- Коринь С.С., Мосора Т.М.* Определение структурного положения и корреляция пластов Калуш-Гольинского месторождения с помощью маркирующей пачки полигалит-галитовых пород. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 172–177.
- Кудрявцев Ю.Е.* Кремнистые породы в отложениях верхневортыщенской свиты Предкарпатья. — В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 31–34.
- Лобанова В.В.* Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатья. — Тр. ВНИИГ, 1956, вып. 32, с. 164–214.
- Петриченко О.И., Ковалевич В.М., Шайдецкая В.С.* О возможности использования жидких включений в галите для расчленения соленосных толщ. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 206–219.

- Раевский В.И., Телегин В.П.* Разработка метода корреляции для продуктивной толщи Калуш-Голынского месторождения на основе выделения однородных совокупностей. — В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Киев: Наук. думка, 1973, ч. 2, с. 100–101.
- Сливко Е.П.* К вопросу о возможности сопоставления пластов калийных солей по аутигенным минералам. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии галогенных отложений. Киев: Наук. думка, 1979, с. 61–76.
- Яржемский Я.Я.* К вопросу генезиса полигалита в калийных месторождениях. — Тр. ВНИИГ, 1954, вып. 29, с. 223–259.
- Яржемский Я.Я.* Петрографо-минералогические критерии корреляции соленосных толщ. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 123–137.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.С. Попов, Р.Г. Осичкина, Х.Н. Тилляходжаев.</i> К геохимии железа, марганца, меди в процессе галогенеза	3
<i>В.И. Борисенков, В.М. Бочаров, И.И. Халтурина, Т.Д. Аксенова.</i> Геохимические предпосылки взаимосвязи характера борной минерализации с литологическими типами галогенных отложений	12
<i>Л.Г. Богашова.</i> О генетической связи рудоносных гидротерм с солеродными бассейнами и подстилающими их терригенными отложениями	19
<i>И.П. Родионова, Л.Г. Богашова.</i> Экспериментальное изучение поведения тяжелых металлов в процессе галогенеза	29
<i>Л.З. Садыков, Т.Д. Аксенова, М.Г. Валяшко, З.Д. Юдина, Р.С. Хвоинская.</i> Геохимические особенности процесса растворения галита, обогащенного полигалитом, и прогнозирование химического состава рассола, получаемого при строительстве резервуаров в солях методом подземного выщелачивания	37
<i>С.Д. Гемп, Н.М. Джиноридзе, В.И. Раевский.</i> Термодинамометаморфизм сульфатных калийно-магниевого солей	48
<i>В.Я. Поляковский.</i> О роли аллотигенных и аутигенных факторов в формировании ассоциаций глинистых минералов калийных месторождений хлоридного типа	59
<i>И.К. Вакурова, М.Д. Диаров.</i> Использование бромхлорного отношения для расчленения борносных горизонтов	67
<i>М.Д. Диаров, Г.С. Утарбаев, С.М. Оспанов.</i> К геохимическим особенностям формирования залежей галогенных боратов	74
<i>Ф.А. Закирова.</i> О роли эндогенных факторов в формировании борных и серных руд в соляной толще Прикаспийской впадины	78
<i>И.Б. Кулибакина, Э.В. Чайковская.</i> Приуроченность сероводорода к различным типам углеводородных скоплений	82
<i>А.М. Смахтина.</i> Происхождение подсолевого сероводорода в газах Амударьинской синеклизы (по изотопным данным)	87
<i>В.П. Данилова, А.Э. Конторович, Р.Г. Матухин, П.Н. Соколов.</i> Битумоиды солеродных бассейнов (на примере современных кулундинских озер)	97
<i>А.М. Синичка, Э.А. Высоцкий, В.З. Кислик.</i> Об использовании горизонтов калийных солей для прогноза месторождений углеводородов	111
<i>Р.Г. Панкина, В.Л. Мехтиева, С.М. Гуриева.</i> Изотопный состав серы эвапоритов современных и древних галогенных формаций Прикаспийской впадины	119
<i>Т.К. Жажилацкая, М.И. Островский, Л.Б. Миронов, В.Б. Сдобников.</i> Роль соленакопления в формировании залежей нефти и газа в Предуральском краевом прогибе	126

<i>А.Н. Резников, В.С. Назаренко, Т.П. Шахбазьян.</i> Геохимические особенности рассолов Северо-Донбасского нефтегазоносного района	130
<i>Л.Г. Травникова, Д.М. Ерошина.</i> Химический состав газов микровключений соляных пород Припятского прогиба	134
<i>О. М. Севастьянов.</i> Рассолы Оренбургского газоконденсатного месторождения	140
<i>В.М. Шиманович.</i> Хлоридный галогенез и подземные рассолы Припятского прогиба	152
<i>Г.В. Бельтюков.</i> Гидрохимия рассолов Верхнекамского месторождения калийных солей	160
<i>А.И. Марушкин.</i> Геохимические особенности аутигенных карбонатов из девонской соли Днепровско-Донецкой впадины	171
<i>Ю.Е. Кудрявцев, В.Н. Аполлонов, В.А. Бучинский, М.Н. Женич, В.А. Самойлов, Н.С. Кузьяева.</i> Карналлитовые зоны Стебникского месторождения	175
<i>Н.С. Петрова, Э.В. Седун, О.К. Ляхович.</i> Специфические особенности калиеносных зон Припятского прогиба	185
<i>Р.Г. Матухин, О.И. Петриченко, П.Н. Соколов.</i> Газово-жидкие включения в галите как показатель условий формирования девонских соленосных отложений Сибири	194
<i>В.М. Ковалевич, Г.А. Московский, В.И. Копнин.</i> Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона	203
<i>Л.А. Решитько, Г.А. Семенов, А.С. Макаров.</i> К вопросу о стронциенности нижнепермских галогенных отложений Северного Прикаспия	212
<i>Е.Ф. Повстен, Т.Н. Кременецкая, Г.М. Повстен.</i> Карналлитовая минерализация зон тектонических нарушений в соленосных отложениях Предкарпатья и Прикаспия	216
<i>В.А. Ермаков, О.Г. Одолев.</i> Применение сейсморазведки в изучении пермской соленосной толщи Нижнего Поволжья	221
<i>Р.Г. Осичкина, В.С. Попов.</i> Условия формирования соляных отложений верхнеюрской галогенной формации Средней Азии по данным геохимических исследований и перспективы ее промышленного освоения	225
<i>С.Н. Алехин.</i> О водоносности кимеридж-титонских соленосных отложений Амударьинской синеклизы	232
<i>А.А. Рассказов.</i> Геохимические особенности соляных озер МНР	242
<i>С.П. Гринив.</i> Литостратиграфическая корреляция пластов калийных солей Калуш-Гольинского месторождения	247

Попов В.С., Осичкина Р.Г., Тилляходжаев Х.Н. К геохимии железа, марганца, меди в процессе галогенеза. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 3–12.

Изучение закономерностей распределения Fe и Mn в породах верхнеюрских соляных отложений Средней Азии показало, что при невысоком кларке концентрации Fe (0,008–0,112) коэффициент кластофильности — $Fe_{тер} : (Fe_{тер} + Fe_{аут}) = 0,16–0,40$. В аутигенных минералах $Fe^{3+} : Fe^{2+} = 0,34–0,89$, а в силикатном остове — 4,77–15,89.

Устойчивые повышенные значения марганцевого модуля характерны для месторождений, наиболее удаленных от области континентального стока, что свидетельствует о большей латеральной подвижности Mn по сравнению с Fe в солеродных бассейнах. Установлено также, что в них происходит концентрирование Mn в процессе галогенеза.

Содержание Cu варьирует от $1 \cdot 10^{-7}$ до $7,47 \cdot 10^{-5}$ % в солянокислой и от $2,2 \cdot 10^{-7}$ до $16,6 \cdot 10^{-6}$ % в водной вытяжке при равномерном распределении по разрезам. Значимая корреляция содержаний Cu с соляными минералами и отсутствие таковой с водонерастворимым остатком указывает на нахождение Cu во включениях рапы. Установлено, что в процессе галогенеза происходит более чем 30–130-кратное концентрирование Cu в рассолах по сравнению с морской водой; их дальнейшее обогащение происходит в процессе миграции и мобилизации Cu из красноцветных отложений, в которых существуют благоприятные условия для образования медьхлоридных комплексов. Такие рассолы на восстановительных геохимических барьерах могут формировать стратиформные месторождения меди.

Табл. 1, библиогр. 15 назв.

УДК 550.4:551.3+549.732:553.632

Борисенков В.И., Бочаров В.М., Халтурина И.И., Аксенов А.Т. Геохимические предпосылки взаимосвязи характера борной минерализации с литологическими типами галогенных отложений. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 12–18.

Анализируется характер распределения В и борсодержащих минералов в галогенных формациях области Северного Гарца (ГДР), Восточной Сибири, ряда куполов Прикаспия.

Содержание В увеличивается от каменной соли к горизонтам, обогащенным сульфатами Mg, и далее к сивинитовой и карналлитовой частям разреза. Скопления борных минералов приурочены преимущественно к участкам галогенного разреза, отвечающим высоким стадиям осолонения бассейна. Характер борной минерализации определяется литологическим типом вмещающих соленосных отложений. Все эти факты свидетельствуют о том, что направленное изменение химического состава рапы морского солеродного бассейна и кристаллизующихся из нее солей является основным фактором, определяющим характер борной минерализации. Таким образом, доказывается возможность достижения морской водой насыщения по определенным минералам В на стадии сульфатов Mg и калийных солей.

Эта возможность подтверждается результатами термодинамического расчета устойчивости природных боратов в водных системах солей морской воды, содержащих В в природных концентрациях.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 18 назв.

УДК 550.4:556.3

Богашова Л.Г. О генетической связи рудоносных гидротерм с солеродными бассейнами и подстилающими их терригенными отложениями. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 19–26.

Исследованы поровые растворы внутрисолевых и подсолевых глинистых пород на месторождениях калийных солей, проведено сопоставление химического состава, степени метаморфизации и содержания тяжелых металлов в поровых растворах и рудоносных термальных рассолах. Полученные данные позволили сделать вывод о том, что формирование термальных рудоносных рассолов происходило преимущественно через стадию поровых вод в подсолевых терригенных толщах. Образование рудных концентраций тяжелых металлов обеспечивалось их кларковыми концентрациями во вмещающих породах.

Табл. 4, ил. 1, библиогр. 28 назв.

УДК 550.4.02.553.44

Родионова И.П., Богашова Л.Г. Экспериментальное изучение поведения тяжелых металлов в процессе галогенеза. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 29–37.

Для выяснения поведения тяжелых металлов в процессе галогенеза были проведены опыты по сгущению воды Черного моря до стадии садки карбонатов и рапы оз. Сасык-Сиваш, находящейся на стадии садки галита до бишофитовой стадии. Показано, что содержание Zn, Pb и Cu в рапе по мере ее сгущения возрастает, а в выпадающих солях, соответственно, уменьшается. Значительная часть металлов выпадает в осадок на стадии садки карбонатов. Сопоставление полученных данных с данными по содержанию тяжелых металлов в седиментационных поровых растворах соленосных отложений позволило сделать вывод о том, что высокие содержания металлов в поровых растворах лишь частично обусловлены процессом концентрирования морской воды, основная же часть металлов поступает в поровый раствор при взаимодействии захороненной рапы с вмещающими породами.

Табл. 4, ил. 3, библиогр. 12 назв.

УДК 550.46:542.61

Садыков Л.З., Аксенова Т.Д., Валяшко М.Г., Юдина З.Д., Хвоинская Р.С. Геохимические особенности процесса растворения галита, обогащенного полигалитом, и прогнозирование химического состава рассола, получаемого при строительстве резервуаров в солях методом подземного выщелачивания. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 37–47.

На основании результатов экспериментального изучения процесса растворения полигалита в воде и водных растворах NaCl и теоретических представлений об инконгруэнтно растворяющихся минералах показана возможность расчетного пути определения химического состава рассола, получаемого при подземном выщелачивании полигалитсодержащей каменной соли. Предложена методика расчета прогнозного состава рассола по составу выщелачиваемой соли и возможности методики при оптимальном выборе объектов для выщелачивания.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 2 назв.

УДК 553.632:552.16

Гемп С.Д., Джиноридзе Н.М., Раевский В.И. Термодинамометаморфизм сульфатных калийно-магниевого солей. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 48–59.

Сульфатные калийно-магниевого соли, развитые в Предкарпатье и центральной части Прикаспийской впадины, характеризуются пестрым минеральным составом и изменчивостью в пространстве. Выдвигается схема формирования современных минеральных ассоциаций сульфатных калийно-магниевого солей и сопутствующей им борной минерализации. Впервые делается вывод о метаморфогенной природе современных ассоциаций калийно-магниевого и борно-калийно-магниевого солей.

Табл. 2, ил. 1, библиогр. 29 назв.

УДК 553.632.08:552.5

П о л я к о в с к и й В.Я. О роли аллотигенных и аутигенных факторов в формировании ассоциаций глинистых минералов калийных месторождений хлоридного типа. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 59–67.

На основе сравнительного изучения глинистого материала пород Старобинского и Верхнекамского месторождений выявлена относительная роль унаследования, трансформации и синтеза в формировании ассоциаций глинистых минералов на разных стадиях галогенеза. Показано, что различия в составе ассоциаций на обоих месторождениях определяются главным образом несходством в характере наследовавшегося терригенного материала. Роль процессов трансформации и синтеза возрастает на заключительных этапах эвапоритового процесса. Силикатное новообразование на ранних стадиях осолонения происходило практически только за счет пеплового материала.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. 16 назв.

УДК 553.061.13/17+553.637

В а к у р о в а И.К., Д и а р о в М.Д. Использование бромхлорного отношения для расчленения бороносных горизонтов. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 67–74.

В результате проведенных исследований изучено использование бромхлорного отношения для расчленения бороносных горизонтов южной и юго-восточной частей солеродного бассейна. Выделены галитовая, полигалитовая, сильвинитовая и карналлитовая зоны боронакпления.

Табл. 3, библиогр. 2 назв.

УДК 552.53+533.637

Д и а р о в М.Д., У т а р б а е в Г.С., О с п а н о в С.М. К геохимическим особенностям формирования залежей галогенных боратов. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 74–77.

Изучены геолого-литологические и морфологические особенности залежей боратов на площади отдельных частей соленосного бассейна, позволившие подтвердить главные геолого-геохимические закономерности их формирования. Выявлены соотношения солевых составляющих бороносных галогенных отложений региона для представления в обобщенном виде условий формирования солей.

Табл. 2, библиогр. 12 назв.

УДК 551.2: [553. 637+553.661]

З а к и р о в а Ф.А. О роли эндогенных факторов в формировании борных и серных руд в соляной толще Прикаспийской впадины. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 78–81.

В результате анализа размещения бороносных и сероносных соляных структур выявлено, что основная их часть расположена в центральной и южной частях впадины, отличавшихся тектонической активностью в период соленакпления. Соляные купола с борной и серной минерализацией приурочены к региональному субширотному разлому, совпадающему с южной частью зоны перехода коры океанического типа в континентальную и кольцевым структурам, локализованным в этой зоне. Поэтому с точки зрения прогноза и поисков месторождений как борных, так и серных руд особое значение приобретает зона перехода коры океанического типа в континентальную, в местах ее пересечения региональными субширотными разломами и/или кольцевыми структурами, где следует ожидать выявления локальных концентраций боратов и серы.

Библиогр. 13 назв.

УДК 553.982:550.40

Кулибакина И.Б., Чайковская Э.В. Приуроченность сероводорода к различным типам углеводородных скоплений. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 82–86.

Характер распределения сероводородсодержащих газов по разрезу осадочного чехла позволяет наметить определенную вертикальную зональность и выделить наиболее перспективные зоны для поисков сероводородсодержащих газов. Отмечается приуроченность газов с различной концентрацией сероводорода к углеводородным скоплениям определенного типа.

Ил. 2, библиогр. 16 назв.

УДК 551.3.051 (575.4)

Смактина А.М. Происхождение подсолевого сероводорода в газах Амударьинской синеклизы (по изотопным данным). — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 87–96.

Предложено объяснение механизма образования высококонцентрированных газов в верхнеюрских подсолевых отложениях Амударьинской синеклизы, основанное на данных изотопных исследований S в газах, водах и эвапоритах данного района. Высказано предположение, что образование сероводорода в упомянутых скоплениях происходило в результате интенсивной бактериальной сульфат-редукции в присутствии больших количеств органического вещества в переходный период завершающей стадии карбонатакопления и начальной стадии образования эвапоритов, предположительно в позднеоксфордское–раннекемериджское время. Основной зоной захоронения этого сероводорода являются рифогенные известняки. Близость изотопного состава форм S эвапоритов, сероводорода и сульфатов пластовых вод свидетельствует об их генетической связи. Выявлена определенная зональность в распространении сероводородсодержащих газов. Выделено пять зон с различным изотопным составом S в нем, что даст возможность повысить эффективность поисково-разведочных работ на сернистые и бессернистые газы.

Ил. 2. библиогр. 18 назв.

УДК 553.985.2:[551.312.46+556.5]

Данилова В.П., Конторович А.Э., Матухин Р.Г., Соколов П.Н. Битумоиды солеродных бассейнов (на примере современных кулундинских озер). — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 97–110.

Приведены результаты изучения состава аквабитумоидов и битумоидов донных осадков высокоминерализованных озер: Мормышанского, Большого Горького, Малинового и Большого Ярового. В них установлен комплекс высокомолекулярных соединений, сходный с битумоидами нижнекембрийской каменной соли юга Сибирской платформы и свойственный битумоидам осадочных пород и нефтей. Делается вывод, что сверхсолёные воды не являются неблагоприятными для развития в них жизни, дающей начало битумоидам.

Табл. 6, ил. 3, библиогр. 10 назв.

УДК 553.632[553.98:550.812] (476–13)

Синичка А.М., Высоккий Э.А., Кислик В.З. Об использовании горизонтов калийных солей для прогноза месторождений углеводородов. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 111–119.

Характер распространения калийных залежей по площади в значительной степени определялся палеогеоморфологией рельефа дна бассейна. Зоны резкого уменьшения мощности калийных горизонтов или полного седимента-

ционного их выклинивания в плане соответствуют древним поднятиям, выражённым в рельефе подсолевого ложа к началу соленакопления. Существует определенная связь между этими зонами и зонами нефтегазонакопления в подстилающем карбонатном комплексе, что позволяет использовать калийные горизонты для прогноза месторождений углеводородов.

Ил. 1, библиогр. 11 назв.

УДК 550.4:552.14 (470.4+574.1)

Панкина Р.Г., Мехтиева В.Л., Гуриева С.М. Изотопный состав серы эвапоритов современных и древних галогенных формаций Прикаспийской впадины. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 119–125.

Рассматривается изотопный состав серы пермских эвапоритов Прикаспийской впадины. Отмечается их обогащение ^{34}S по сравнению с одновозрастными эвапоритами других регионов. Для объяснения наблюдаемой особенности привлекаются изотопные данные, характеризующие современное эвапоритообразование в Кара-Богаз-Голе.

Ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 553.981.2.061.15 (470.4/5)

Замилацкая Т.К., Островский М.И., Мионов Л.Б., Сдобников В.Б. Роль соленакопления в формировании залежей нефти и газа в Предуральском краевом прогибе. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 126–130.

Определена роль соленосных образований в захоронении, преобразовании органического вещества. Установлена зависимость между размещением солевых валов, зонами повышенной мощности галитов, калийных солей и нефтегазоперспективных рифогенных ловушек в Бельской и Соликамской впадинах. Указанные соотношения рекомендуется учитывать при выборе направлений нефтегазопроисловых работ в Предуральском прогибе и других регионах соленакопления, перспективных на нефть и газ.

Ил. 1, библиогр. 9 назв.

УДК 556.314 (477.6)

Резников А.Н., Назаренко В.С., Шахбазьян Т.П. Геохимические особенности рассолов Северо-Донбасского нефтегазосного района. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 130–134.

Рассматриваются условия формирования подземных вод Северо-Донбасского нефтегазосного района в связи с вопросами образования углеводородных скоплений. Возможно, что рассолы являются реликтами маточной рапы зарифовых лагун, изменившихся в дальнейшем при катагенезе.

Библиогр. 5 назв.

УДК 552.53:553.981:54 (476–13)

Травникова Л.Г., Ерошина Д.М. Химический состав газов микровключений соляных пород Припятского прогиба. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 134–140.

Рассмотрен химический состав микровключенных газов в генетических типах галита: в первично-седиментационном и его эпигенетических разновидностях — флюидальном, шпатовом, шестоватом. Первично-седиментационный галит характеризуется преобладанием азота над другими компонентами. В эпигенетических разновидностях заметную роль играют газы-мигранты — углекислый газ, метан, в какой-то мере тяжелые углеводороды. Зафиксировано присутствие кислорода. В приразломных и нефтеносных зонах газы-мигранты преобладают. Состав газов не зависит от глубины залегания соли.

Табл. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 556.314 (470.56)

Севастьянов О.М. Рассолы Оренбургского газоконденсатного месторождения. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 140–152.

Разрез Оренбургского газоконденсатного месторождения представлен сверху вниз тремя комплексами отложений: терригенным, сульфатно-галогенным, карбонатным. Рассолы терригенного комплекса имеют почти чистый хлоридный натриевый состав, минерализацию 35–230 г/л и формируются за счет растворения кунгурских соляных диапиров. В сульфатно-галогенных кунгурских отложениях рассолы встречаются спорадически на контакте пластов каменной соли и ангидрита. В скважинах они изливаются с дебитом 10–24 000 м³/сут, имеют статическое давление на устье 0,8–6,0 МПа, пластовое давление 8,3–18,8 МПа, плотность 1,194–1,280 г/см³, минерализацию 308–365 г/л, хлоридный магниевонатриевый состав (тип хлормагнезиевый по В.А. Сулину) с пониженным содержанием Са, высокой концентрацией К, Вг, В. Эти рассолы являются рапой морского бассейна, оставшейся после садки каменной соли и сконцентрировавшейся до стадии кристаллизации калийных солей. Рассолы подсолевых карбонатных отложений имеют минерализацию 240–280 г/л, плотность 1,16–1,18 г/см³, относятся к хлоркальциевому типу и, по всей видимости, образовались из остаточной морской воды, претерпевшей метаморфизацию, заключающуюся в десульфатизации, катионном обмене Mg воды на Са породы, и возможно, вторичной доломитизации водовмещающих известняков.

Табл. 4.

УДК 550.4:551.48:553.068.22 (476–12)

Шманонович В.М. Хлоридный галогенез и подземные рассолы Припятского прогиба. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 152–159.

Обсуждаются проблемы палеогидрогеохимических реконструкций в областях развития галогенных формаций различного геохимического типа. Показано, что состав рассолов подсолевых водоносных комплексов Припятского прогиба — типичного бассейна хлоридными соленосными толщами — в значительной степени унаследован от этапов позднедевонского галогенеза. Масштабы катагенетической метаморфизации рассолов и синхронной доломитизации карбонатных пород определялись гидрогеологическими условиями на конкретных участках прогиба.

Библиогр. 21 назв.

УДК 553.77:553.632:550.461

Бельтюков Г.В. Геохимия рассолов Верхнекамского месторождения калийных солей. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 160–171.

Рассматриваются вопросы формирования химического состава надсолевых, межсолевых и подсолевых рассолов Верхнекамского месторождения калийных солей. Дается химическая характеристика рудничных рассолов антропогенного происхождения — конденсационных и закладочных. Приведено содержание Вг для отдельных типов рассолов.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 14 назв.

УДК 550.4:553.631 (477.5)

Марушкин А.И. Геохимические особенности аутигенных карбонатов из девонской соли Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 171–175.

Современными минералого-геохимическими методами изучены карбонаты из девонской каменной соли некоторых структур Днепровско-Донецкой впадины. Диагностика показала принадлежность этих минералов к ряду

доломита—железистого доломита. Необычно легкий изотопный состав С в карбонатах объясняется возможным участием поствулканических гидротерм в диагенетическом преобразовании галогенных толщ.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 6 назв.

УДК 549.464.1:553.632

Кудрявцев Ю.Е., Аполлонов В.Н., Бучинский В.А., Женич М.Н., Самойлов В.А., Кузьяева Н.С. Карналлитовые зоны Стебниковского месторождения. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 175–185.

На основании изучения зональности калийных пластов, текстурно-структурных особенностей и геохимии Вг в карналлите обосновывается образование карналлитовых зон в результате двух процессов — седиментационного и диагенетического. Последний усиливается под воздействием тектонических подвижек.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 12 назв.

УДК 552.53 (476–13)

Петрова Н.С., Седун Э.В., Ляхович О.К. Специфические особенности калиеносных зон Припятского прогиба. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 185–194.

В работе дана сравнительная характеристика особенностей строения и состава различных типов калийных залежей, объединяемых в красноцветную и пестроцветную ассоциации. На основе сравнительного анализа рассмотрен механизм их образования, выявлена роль первично-седиментационных и диагенетических процессов в формировании современного облика пород, показана роль терригенного сноса в перераспределении компонентов.

Библиогр. 8 назв.

УДК 552.53:551.734 (571)

Матухин Р.Г., Петриченко О.И., Соколов П.Н. Газово-жидкие включения в галите как показатель условий формирования девонских соленосных отложений Сибири. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 194–203.

Изложены результаты исследования включений в галите из девонских соленосных отложений Сибири. Установлено, что рапа среднедевонского солеродного бассейна северо-запада Сибирской платформы относилась к хлоридному типу хлоркальциевому подтипу и характеризовалась повышенной концентрацией К. Рапа позднедевонского Кемпендяйского солеродного бассейна принадлежала к сульфатному типу с низким содержанием Mg и высоким — К, что указывает на значительное влияние континентального питания бассейна седиментации. Перекристаллизация каменной соли происходила в процессе уплотнения пород при возрастающей роли хлористого кальция и газов. Полученные данные согласуются с представлениями о перспективах калиеносности среднедевонской каменной соли и возможной содоносности верхнедевонских эвапоритов.

Табл. 4, ил. 3, библиогр. 6 назв.

УДК 550.4:552.53 (47)

Ковалевич В.М., Московский Г.А., Копнин В.И. Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 203–211.

На основании результатов исследования включений в седиментационном галите установлено, что рапа нижнепермских солеродных бассейнов, развитых в пределах Восточно-Европейского соленосного бассейна, на стадии садки галита характеризовалась сульфатным составом с пониженным содержанием

сульфат-иона по сравнению с современной сгущенной океанической водой. Этот факт свидетельствует о генетическом единстве солеродных бассейнов региона и объясняет причину образования калийно-магниевого хлоридно-сульфатного состава. Исключительно хлоридный состав калийно-магниевого солей в районе Соликамской впадины обусловлен метаморфизацией рапы на высоких стадиях ее сгущения.

Табл. 1, ил. 5, библиогр. 16 назв.

УДК 553.631:546.42(4-925.22-17)

Решитько Л.А., Семенов Г.А., Макаров А.С. К вопросу о стронцианности нижнепермских галогенных отложений Северного Прикаспия. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 212–215.

Описывается проявление целестина, расположенное на юге Приволжской моноклинали. Приводятся данные о формах выделения целестина и рассматриваются вмещающие отложения. Формы выделения целестина и его взаимоотношения с другими минералами свидетельствуют как о сингенетическом, так и постседиментационном характере его образования.

Библиогр. 5 назв.

УДК 553.637(4-925.22)

Повстен Е.Ф., Кременецкая Т.Н., Повстен Г.М. Карналлитовая минерализация зон тектонических нарушений в соленосных отложениях Предкарпатья и Прикаспия. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 216–221.

В статье рассмотрены структурные и текстурные особенности карналлита в зонах тектонических нарушений, в калийно-магниевого солях Калужского и Индерского месторождений, условия залегания карналлитовых тел. По результатам изучения жидких включений, изоморфных примесей Vg в карналлите делаются выводы о кристаллизации карналлита и силвина в тектонически ослабленных зонах и отдельных нарушениях при инфильтрации высококонцентрированных маточных растворов из вмещающих галогенных толщ в образовавшиеся трещины, полости и нарушенные участки. Эти растворы отвечали концентрации и составу вод морского происхождения.

Ил. 1, библиогр. 26 назв.

УДК 553.631:550.834

Ермаков В.А., Одолев О.Г. Применение сейсморазведки в изучении пермской соленосной толщи Нижнего Поволжья. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 221–224.

В статье показывается и доказывается конкретная и принципиальная возможность литолого-стратиграфического расчленения соленосной толщи Приволжской моноклинали и бортовой зоны Прикаспийской впадины, выяснения условий ее залегания и осадконакопления, выделения и картирования ее продуктивных пластов по данным сейсморазведки ОГТ.

Ил. 2, библиогр. 1 назв.

УДК 552.53:551.762(575)

Осичкина Р.Г., Попов В.С. Условия формирования соляных отложений верхнеюрской галогенной формации Средней Азии по данным геохимических исследований и перспективы ее промышленного освоения. — В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985, с. 225–231.

На основании детального химического изучения соляных пород гаурдакской свиты (верхнеюрская галогенная формация юга Средней Азии) сделано заключение, что главными причинами, приведшими к образованию специфичных по составу и структуре соляных отложений, являются процессы метаморфизации морской воды и рассолов верхнеюрского солеродного бас-

сейна, утрата маточных рассолов, близких по составу к эвтоническим, интенсивные вторичные преобразования соляных пород.

Сравнение типов калийных пород месторождений рассматриваемой галогенной формации показало, что первоочередным объектом для промышленного освоения должно быть Тубегатанское месторождение, где целесообразно организовать шахтную добычу калийных руд и комплексную переработку сырья галургическим методом.

Библиогр. 16 назв.

УДК 553.98:551.491.4 (575.4)

А л е х и н С.Н. О водоносности кимеридж-титонских соленосных отложений Амударьинской синеклизы. – В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 232–241.

В процессе поисково-разведочных работ на газ в соленосной толще были вскрыты рассолы с аномально высоким пластовым давлением.

Закономерности их вскрытия, интенсивность самоизливов, характер распределения пластового давления и химического состава рассолов позволил прийти к выводу, что традиционный подход к эвапоритовой формации как к региональному флюидоупору следует изменить и рассматривать ее как водонапорный комплекс закрытого типа. Основными факторами, воздействующими на гидрогеологические особенности, являются глубина залегания, мощность и литологический состав эвапоритовой формации.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. 3 назв.

УДК 550.4:551.3 + 556.551 (517.3)

Р а с с к а з о в А.А. Геохимические особенности соляных озер МНР. – В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 242–247.

Дан краткий обзор распределения соляных озер на территории Монголии. Рассмотрены состав и соотношение солевых компонентов вод, а также некоторые вопросы генезиса соляных озер. На базе большого статистического материала по химическому составу озерных солей (с последующей математической обработкой полученных данных методами кластерного анализа) выделены геохимические типы озер и показаны перспективы дальнейшего изучения и использования типовых объектов в практических целях.

Табл. 1, библиогр. 13 назв.

УДК 552.632 (477.86)

Г р и н и в С.П. Литостратиграфическая корреляция пластов калийных солей Калуш-Гольинского месторождения. – В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, с. 247–251.

Для корреляции пластов калийных солей Калуш-Гольинского месторождения предлагается использовать слои каменной соли высаливания и глинистой полигалитовой породы, имеющие седиментационное происхождение и хорошую выдержанность по простиранию. При наличии характерных макроскопических особенностей такие слои могут применяться в качестве маркирующих горизонтов. Как пример рассмотрено сопоставление разрезов пластов ЛК-1-2 и ЛК-верхний этого месторождения.

Библиогр. 13 назв.

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР Сибирского отделения
Академии наук СССР*

Редактор *В.Я. Енюкова*
Редактор издательства *И.С. Власов*
Художник *А.Н. Бобрович*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28958

Подписано к печати 19.07.85. Т – 01187
Формат 60 X 90 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,5 + 0,2 вкл. Усл.кр.-отт. 16,9
Уч.-изд.л. 20,4
Тираж 750 экз. Тип.зак. 657. Цена 3р. 10к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12