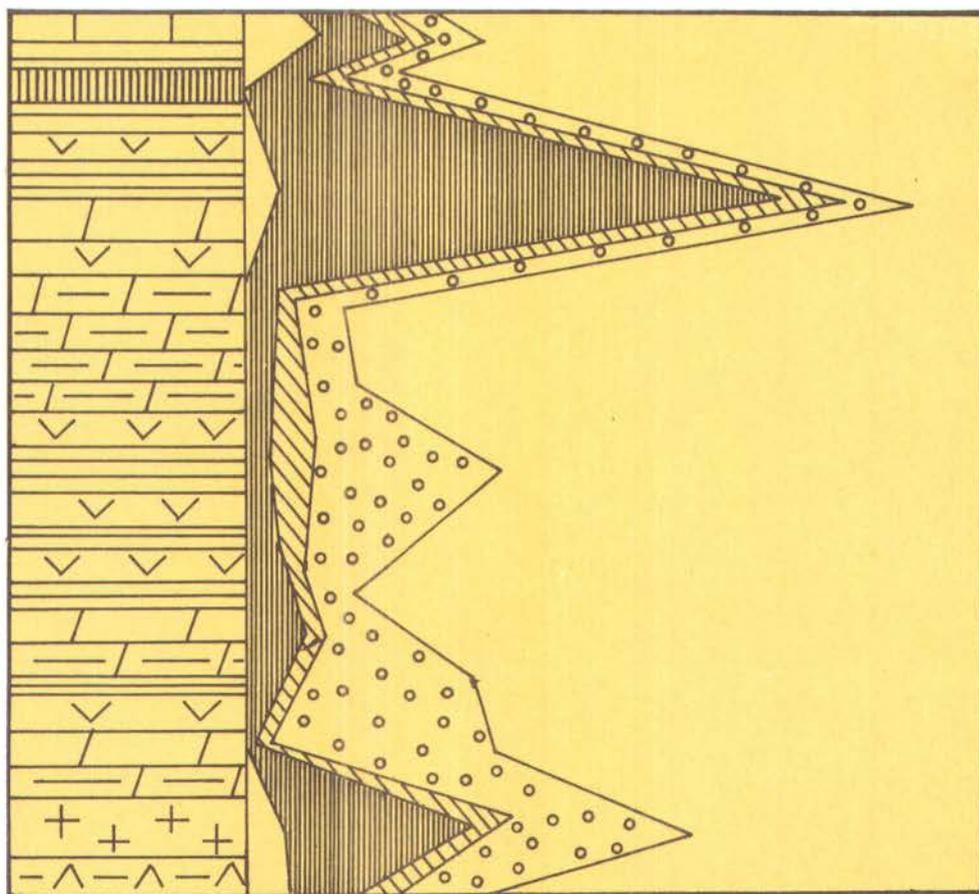




20

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. 60-летия СОЮЗА ССР

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Сборник научных трудов

Ответственные редакторы  
· кандидат геолого-минералогических наук Г.А. Мерзляков  
· доктор геолого-минералогических наук М.А. Жарков



НОВОСИБИРСК  
« НАУКА »  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1990

Условия образования месторождений калийных солей: Сб. науч. тр. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. - 192 с.  
ISBN 5-02-029475 - 6.

Устанавливается специфика физико-химических и геохимических закономерностей формирования и размещения залежей и месторождений горно-химического сырья в условиях континентально-го и морского галогенеза. Рассматриваются минералого-петрографические и гидрохимические параметры месторождений калийных солей. Анализируется роль химического состава солеродных растворов в формировании эвапоритовых месторождений различных типов.

Сборник представляет интерес для геохимиков, литологов и геологов.

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук В.С. Вышемирский,  
Р.Г. Матухин

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР  
СО АН СССР

В. И. Борисенков

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ  
ГАЛОГЕННЫХ ТОЛЩПостановка проблемы

В связи с резко возросшим в последние годы объемом промышленного освоения месторождений полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями, существенно обострились проблемы, возникающие в процессе их разведки и эксплуатации. Обозначился круг задач, решение которых попросту невозможно без понимания геохимической сущности процессов формирования галогенных отложений и основанных на этом методов анализа особенностей их минерального и химического состава.

Вместе с тем при практическом применении достижений геохимии галогенеза для решения этих задач приходится сталкиваться с большими трудностями, которые обусловлены, на наш взгляд, следующими причинами.

Теоретические и экспериментальные исследования в области геохимии галогенеза направлены в первую очередь на изучение процесса галогенеза, и результаты этих исследований обычно представлены в такой форме, которая зачастую не позволяет использовать их для описания галогенного объекта. Направленность и геохимическая обстановка процесса галогенеза характеризуются комплексом генетических показателей – важным инструментом познания условий формирования галогенной толщи. Однако анализ этих показателей при изучении галогенной толщи как геологического тела носит в основном качественный или полуколичественный характер, их значения в отдельных случаях могут быть использованы как количественные генетические характеристики (например, содержание брома в мономинеральной каменной соли), в целом же эти значения в своем "чистом" виде по отдельным точкам галогенной толщи сопоставимы (например, содержание брома в сильвинитах).

С другой стороны, геохимические исследования, связанные с изучением конкретных галогенных объектов, носят зачастую описательный характер, а получаемый при этом обширный материал редко поддается означенной генетической интерпретации.

Таким образом, проблема состоит в том, чтобы установить взаимосвязь условий развития процесса галогенеза, характеризуемых генетическими показателями, и проявлений этих условий в минеральном и химическом составе галогенной толщи. Эти проявления должны быть количественными характеристиками, которые можно измерять и сопоставлять по всему объему толщи, т.е. являться ее минералого-геохимическими параметрами.

В основу решения поставленной проблемы положена концепция М.Г. Валяшко, согласно которой галогенная толща является совокупностью твердых и жидких продуктов галогенеза, а также их производных. При этом сам процесс галогенеза следует рассматривать как эволюцию природной водно-солевой системы в определенной геологической и геохимической обстановке солеродного бассейна и погребенной соляной залежи. На последнее обстоятельство, т.е. на постседиментационную стадию развития процесса галогенеза, необходимо обратить особое внимание, ибо очень часто галогенез сводят только к эвапоритовому процессу, игнорируя тот факт, что формирование состава галогенных отложений не заканчивается после седиментации солей. Это приводит к тому, что часто встречающиеся несоответствия состава галогенной толщи схеме эвапоритового осадконакопления объясняют несостоятельностью этой схемы. В результате возникают тупиковые ситуации при решении научных и практических задач.

Из принятой концепции можно наметить следующую последовательность задач, выступающих в качестве этапов решения поставленной проблемы:

1. Выявить основные факторы, определяющие геохимическую обстановку формирования галогенных отложений на седиментационной и постседиментационной стадиях.

2. Установить характер влияния выявленных факторов на поведение макро- и микрокомпонентов водно-солевой системы в процессе концентрирования жидкой фазы и взаимодействия ее с твердым веществом.

3. Установить на основе выявленных закономерностей поведения компонентов водно-солевой системы те их минеральные формы, концентрации или особенности распределения в галогенной толще, которые способны характеризовать обстановку ее формирования в качестве минералогических или геохимических генетических показателей.

4. Провести классификацию и оценку информативности установленных генетических показателей. Определить пределы сопоставимости их значений и возможность использования в качестве параметров.

5. Для генетических показателей, изменение которых по объему толщи не поддается количественному анализу с сохранением генетической информативности, разработать принципы и методы преобразования их в минералогическо-геохимические параметры.

6. Провести систематизацию минералогическо-геохимических параметров по типовым задачам в приложении к основным литологическим типам галогенных толщ.

7. Разработать методы анализа изменчивости значений минералогическо-геохимических параметров по объему галогенной толщи как основу для проведения генетических реконструкций и решения прикладных задач.

Из изложенного следует, что минералогическо-геохимический параметр определяется как количественная характеристика минерального и химического состава галогенной толщи в ее точках, линейных пересечениях, сечениях или объемах, несущая оптимальную генетическую информацию, выраженная численно или графически и поддающаяся пространственному анализу.

Минералого-геохимический параметр функционально связан с одним или несколькими генетическими показателями и через них – с обстановкой среды развития и этапами процесса галогенеза.

### Генетические показатели

Анализ обширного материала исследований в области геохимии галогенеза (М.Г. Валяшко, А.В. Николаев, Н.Воеке, O. Braitsch, E. Jänacke, J. d'Ans, R. Kühn, H. Borchert, Я.Я. Яржемский, Ю.В. Морачевский, Р.Э. Шлеймович, Т.В. Галаховская, А.Г. Нейтманн, К. Koch, К.-Н. Elert, А.И. Поливанова, И.К. Жеребцова, Р.Г. Осичкина, О.И. Петриченко, А.С. Колосов, В.М. Ковалевич, А.М. Пустыльников, И.Н. Маликова, Л.Г. Богашова, Е.М. Петрова, Н.С. Петрова, Т.Д. Аксенова, Н.К. Власова, В.Н. Аполлонов, В.И. Борисенков и др.) показывает, что основными факторами геохимической обстановки седиментации и раннего диагенеза солей являются: химический тип (по М.Г. Валяшко) рапы солеродного бассейна и ее макро- и микрокомпонентный состав в рамках данного химического типа, гидрохимический и температурный режимы рапы, их изменение во времени и по площади бассейна, состав поступающего в бассейн терригенного материала, газовый режим и окислительно-восстановительные условия, соотношение объемов жидкой и твердых фаз. Большинство из перечисленных факторов действует и на постседиментационном этапе с той разницей, что минералообразующие процессы на этой стадии протекают преимущественно в условиях закрытой системы, в связи с чем возрастает роль температуры (давления для газовой фазы), состава захороненной рапы и вмещающих ее отложений, их объемных соотношений. На стадии залежи могут проявиться и факторы эпигенетического характера, связанные с наложенными процессами гидрометаморфизма, термометаморфизма, динамометаморфизма, гипергенеза.

Действие названных факторов отражается в первую очередь на минеральном составе собственно соляных отложений. При этом минералообразующие процессы, протекающие в бассейновую и постседиментационную стадию, подразделяются на две генетические группы: 1) идущие с участием материнской рапы солеродного бассейна или ее дериватов (седиментогенез и диагенез) и 2) идущие под влиянием внешних агентов, как правило не связанных генетически с данными соляными отложениями (эпигенез). Каждая группа процессов реализуется в совершенно определенных минеральных парагенезисах. При этом в случае галогенных отложений морского типа состав парагенезисов первой группы ограничен набором солей, кристаллизация которых из морской воды принципиально возможна и требует лишь известных условий (степени концентрирования, метаморфизации, определенной температуры). Состав парагенезисов второй группы обусловлен поэтапным выщелачиванием соляных отложений и формированием вторичных минералов со все уменьшающейся долей калия и магния, а в конечном итоге – сульфатно-натриевых солей (глазерита, мирабилита), кристаллизация которых из морской воды, относящейся к сульфатно-магниевому подтипу сульфатного химического типа, невозможна.

Особое значение для постседиментационного перераспределения вещества

имеют процессы, протекающие в поровом пространстве соленосных отложений с участием захороненной рапы солеродного бассейна (собираательная кристаллизация, катионный обмен между жидкой фазой и силикатным или карбонатным материалом, аутигенное минералообразование). При этом глубокому преобразованию подвергаются как захороненная рапа, так и вмещающие ее соляные, сульфатные, карбонатные и терригенные отложения. Интенсивность и конечные продукты этого взаимодействия во многом определяются составом и концентрацией захороненной рапы и, следовательно, связаны со стадиями эволюции солеродного бассейна. В результате формируются галопелиты - оложные гетерогенные системы, жидкая (поровый раствор) и твердые фазы которых, находясь в состоянии, близком к химическому равновесию, образуют парагенетический комплекс, отражающий гидрохимический режим рапы бассейна в период поступления в него терригенного материала.

Обстановка протекания процесса галогенеза существенно влияет на геохимическое поведение микроэлементов морской воды (Br, Rb, Sr, Li, B, Cs, Tl, J, F, Fe, Mn). Часть из них изоморфно замещает микрокомпоненты солей - калий (Rb, Cs, Tl), хлор (Br), кальций (Sr, Fe, Mn), другие концентрируются в жидкой фазе (Li, B, J). Знание коэффициентов распределения изоморфных примесей и закономерностей изменения микрокомпонентного состава морской воды в процессе сгущения позволяет осуществлять генетические реконструкции на основе содержаний этих элементов в солях и сопутствующих рассолах. Необходимо отметить, что некоторые микроэлементы (B, Sr, Fe, F) способны в определенной обстановке образовывать собственные минеральные фазы, которые, выступая в качестве аксессуариев, являются в то же время важными индикаторами состава, окислительно-восстановительных условий и газового режима среды образования вмещающих соляных пород.

Таким образом, условия формирования галогенной толщи могут быть охарактеризованы генетическими показателями, основанными на минералогии и геохимических особенностях главных ее составляющих - соляных пород, карбонатно-сульфатных пород и галопелитов, внутриформационных рассолов. Для соляных пород наиболее информативными являются: парагенезисы породообразующих минералов, характеризующие определенные стадии галогенеза и генетические группы постседиментационных процессов; акцессорные минералы-индикаторы обстановки среды образования (Na - сульфаты - астраханит, леветит, вантгоффит, глазерит, тенардит, мирабилит; Ca - хлориды - тахгидрит; Cl - бораты - борациит, хильгардит, стронциохильгардит; сульфиды, окислы и гидроокислы железа - пирротин, пирит, магнетит, гематит, гетит, гидрогетит; хлориды железа - риннеит, эритросидерит); содержание микроэлементов в солях (Br, Rb, B, Li, Cs, Tl); состав жидких включений в солях. Для сульфатно-карбонатных пород и галопелитов информативными являются: главные минеральные ассоциации сульфатной, карбонатной и силикатной фаз; акцессорные минералы - индикаторы среды (бораты, сульфиды, окислы); содержание микроэлементов (Sr, B, рудные элементы и элементы с переменной валентностью); состав поровых растворов. Для внутриформационных рассолов информативен их микро- и макросостав. В отдельных случаях в качестве генетических показателей может быть использован изотопный состав кислорода и водорода в воде кристаллогидратов, кислорода и углерода в карбонатах и сульфатах, бора в боратах.

## Минералого-геохимические параметры

Из выделенных генетических показателей параметрами галогенной толщи или ее части можно считать только минералы-индикаторы, одно наличие которых однозначно характеризует состав или окислительно-восстановительную обстановку среды соленакпления. В качестве параметров можно рассматривать также минеральные ассоциации силикатной фазы галопелитов и некоторые изотопные отношения ( $I^3C/I^2C$ ,  $I^1B/I^0B$ ). Значения остальных показателей можно использовать непосредственно в качестве минералого-геохимических параметров лишь в частных случаях, в целом эти значения необходимо подвергнуть соответствующим преобразованиям.

В качестве параметров состава соляной породы целесообразно использовать координаты ее фигуративной точки на парагенетических диаграммах различных типов. На рис. 1 изображены некоторые из них.

Диаграмма  $SO_4^{2-} - Mg^{2+} - 2K^+$  наиболее удобна для парагенетического анализа морских галогенных отложений сульфатного типа, диаграмма  $2NaCl - MgCl_2 - 2KCl$  - для тех же целей в случае галогенных отложений хлоридного типа. Для парагенетического анализа солей, кристаллизующихся из морской воды или продуктов ее сгущения, метаморфизованных до хлор-кальциевого состава, можно использовать диаграмму  $2K^+ - Mg^{2+} - Ca^{2+}$ . Диаграммы разби-

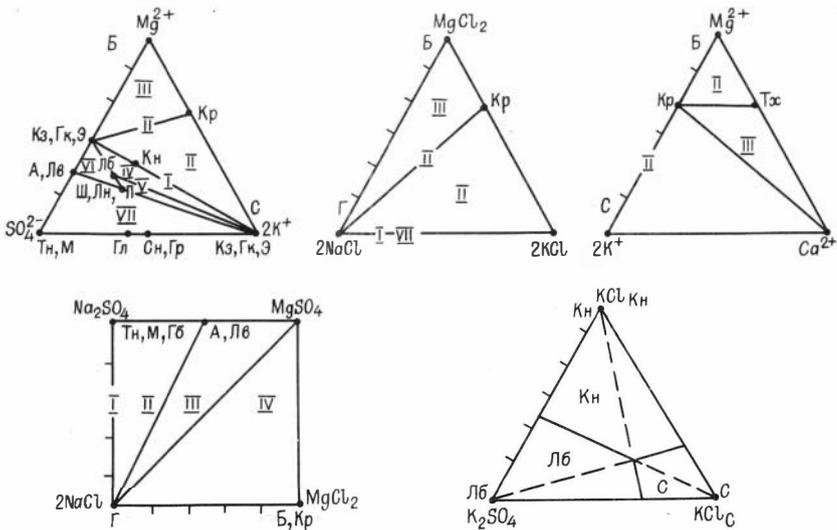


Рис. 1. Диаграммы парагенезисов солей галогенных отложений (пояснения в тексте).

Точки состава соляных минералов: Г - галита, С - сильвина, Кр - карналлита, Б - бишофита, Кн - каинита, Ш - шенита, Лб - лангбейнита, Лн - леонита, Кз - кизерита, Гк - гексагидрита, Э - эпсомита, А - астраханита, Лв - левеита, Тн - тенардита, М - мирабилита, Гл - глазерита, Гб - глауберита, С - сингенита, Гр - гергеита, П - полигалита, Тх - тахгидрита.

ваются на области составов минеральных ассоциаций, сформировавшихся на стадиях галогенеза (см. рис. 1): I - сильвиновой; II - карналлитовой; III - эвтонической. Следует отметить, что в хлор-кальциевой системе бишофит не является эвтоническим минералом, в эвтонике (при 25 °С) совместно кристаллизуются карналлит, тахидрит и  $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . Далее на диаграмме  $\text{SO}_4^{2-} - \text{Mg}^{2+} - 2\text{K}^+$  выделяются области ассоциаций, сформировавшихся на стадиях: IV (включая линию Кз-Лб-С) - раннего диагенеза в условиях повышенной температуры (образование лангбейнита); V (включая линию Лб-III-С) - раннего диагенеза (образование полигалита), при взаимодействии захороненных солей с материнской рапой или на первых стадиях выщелачивания соляных отложений (образование шенита, леонита); VI - на первых стадиях насыщения морской воды по сульфатам магния или в процессе выщелачивания соляных отложений (образование астраханита, левеита); VII - в процессе выщелачивания соляных отложений (образование астраханита, глазерита, тенардита, мирабилита, сингенита, гергеита, по сульфатам калия и магния, вторичного сильвина по карналлиту).

Диаграмма  $2\text{NaCl} - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{MgSO}_4 - \text{MgCl}_2$  удобна для парагенетического анализа континентальных соляных отложений сульфатного типа. В ходе прогрессирующего испарения рапы континентального солеродного бассейна последовательно формируются ассоциации галита с сульфатами натрия (область I), сульфатами магния - астраханитом (область II) и эпсомитом (область III), хлоридами магния (область IV).

Диаграмма  $\text{K}_2\text{SO}_4\text{Лб} - \text{KCl}_{\text{Кн}} - \text{KCl}_{\text{С}}$  используется для типизации полиминеральных сульфатных калийных пород по соотношению входящих в их состав калийных минералов - лангбейнита, каинита и сильвина. Соответственно, диаграмма разбивается на области состава пород (руд) лангбейнитового (Лб), каинитового (Кн) и сильвинового (С) типов.

Таким образом, положение точки на диаграмме не только характеризует породу по минеральному составу и позволяет наглядно проследить изменения в соотношениях породообразующих минералов, но и дает возможность генетически классифицировать породу и осуществлять парагенетический анализ по всем участкам галогенной толщи.

Генетический анализ распределения изоморфных микроэлементов возможен лишь на основе значений их относительных содержаний в породе, которые по аналогии с предложенным Е.М. Петровой относительным  $\text{Br}/\text{Cl}$  = коэффициентом определяются как фактические содержания микроэлементов в породе, отнесенные к определенным характеристическим уровням. В качестве таких уровней целесообразно использовать содержание рассматриваемого микроэлемента в породах, сформировавшихся в конце галитовой - начале сильвиновой или в конце сильвиновой - начале карналлитовой стадии галогенеза. На рис. 2 приведены диаграммы Br - состав и Rb - состав, где этим уровням соответствуют граничные линии  $\Gamma_1 - \text{C}_1$  и  $\Gamma_2 - \text{C}_2$ ,  $\Gamma_2 - \text{Кр}_1$ ,  $\text{C}_2 - \text{Кр}_1$ , а также плоскость  $\Gamma_2 - \text{Кр}_1 - \text{C}_2$ . В соответствии с принципами построения диаграмм такого типа уравнение плоскости  $\Gamma_2 - \text{Кр}_1 - \text{C}_2$  может быть выражено через содержание в породе (мас. %) галита ( $\Gamma$ ), сильвина ( $\text{C}$ ) и карналлита ( $\text{Кр}$ ) в виде  $\text{Br}_{(\Gamma_2 - \text{Кр}_1 - \text{C}_2)} = \text{Br}_{\Gamma_2} \cdot \Gamma / (\Gamma + \text{C} + \text{Кр}) + \text{Br}_{\text{C}_2} \cdot \text{C} / (\Gamma + \text{C} + \text{Кр}) + \text{Br}_{\text{Кр}_1} \cdot \text{Кр} / (\Gamma + \text{C} + \text{Кр}) =$

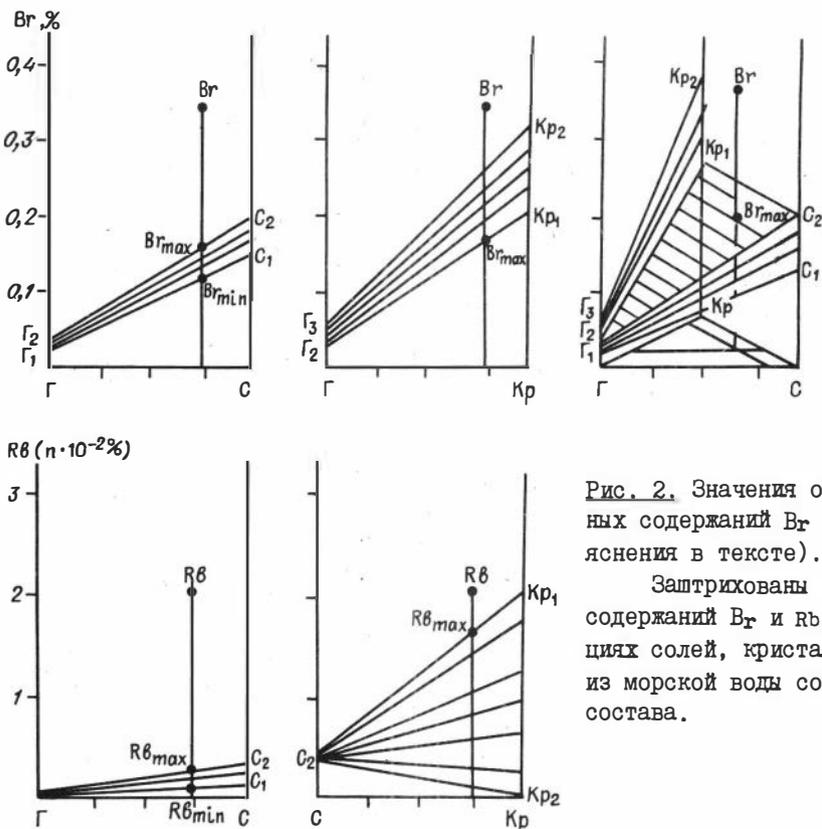


Рис. 2. Значения относительных содержаний Br и Rb (по-яснения в тексте).

Заштрихованы области содержаний Br и Rb в ассоциациях солей, кристаллизующихся из морской воды современного состава.

$= (Br_{Г_2} \cdot Г + Br_{С_2} \cdot С + Br_{Кр_1} \cdot Кр) / (Г + С + Кр)$ , где  $Br_{Г_2}$ ,  $Br_{С_2}$ ,  $Br_{Кр_1}$  - содержания (мас.%) брома в галите, сильвините и карналлите в конце сильвиновой - начале карналлитовой стадий галогенеза.

При фактическом содержании брома в породе его относительное содержание ( $R_{Br}$ ) определяется по верхнему (максимальному) уровню, как (см. рис.2):  
 $R_{Br_{max}} = (Br \cdot 100) / (Г + С + Кр) \cdot Br_{(Г_2 - Кр_1 - С_2)} = (Br \cdot 100) / (Br_{Г_2} \cdot Г + Br_{С_2} \cdot С + Br_{Кр_1} \cdot Кр)$ .  
 Аналогично рассчитывается относительное содержание рубидия  $R_{Rb_{max}} =$   
 $= (Rb \cdot 100) / (Rb_{С_2} \cdot С + Rb_{Кр_1} \cdot Кр)$ .

При отнесении содержания брома или рубидия в породе к нижнему (минимальному) уровню рассчитываются  $R_{Br_{min}}$  и  $R_{Rb_{min}}$ , для чего в вышеприведенные равенства подставляются соответственно  $Br_{Г_1}$ ,  $Br_{С_1}$ ,  $Rb_{С_1}$ .

Исходными данными для количественной оценки  $R_{Br}$  и  $R_{Rb}$  являются содержания микроэлементов в солях, кристаллизующихся в начале и конце сильвиновой стадии галогенеза ( $Br_{Г_1}$ ,  $Br_{Г_2}$ ,  $Br_{С_1}$ ,  $Br_{С_2}$ ,  $Br_{Кр_1}$ ,  $Rb_{С_1}$ ,  $Rb_{С_2}$ ,  $Rb_{Кр_1}$ ).

Эти содержания могут существенно меняться для разных солеродных бассейнов в зависимости от специфики состава рапы. В качестве базовых можно использовать соответствующие содержания микроэлементов в солях, кристаллизующихся из морской воды современного состава, внося в них коррективы для конкретных солеродных бассейнов.

Таким образом, значения относительных содержаний микроэлементов в породе являются универсальными, не зависящими от минерального состава, геохимическими параметрами, которые позволяют делать определенные выводы об условиях формирования галогенных отложений. Так, увеличение  $R_{Br}$  вверх по разрезу соответствует стадии осолонения бассейна, уменьшение - стадии распреснения. Если  $I > R_{Br_{max}} > 0,78$ , то отложения формировались на сильвинитовой стадии галогенеза; если  $R_{Br_{max}} > I$  - на карналлитовой стадии. Это значит, что даже при отсутствии в данной скважине калийных солей они могут быть обнаружены на этом уровне на соседних площадях. Если  $R_{Br_{max}} < 0,78$

или  $R_{Br_{min}} < I$ , то порода формировалась на галитовой стадии галогенеза или, при наличии в ней калийных минералов, она перекристаллизована либо перетолжена. Если по сильвинитовой части разреза отмечаются синхронное уменьшение  $R_{Br}$  и увеличение  $R_{Rb}$ , то это может служить признаком формирования сильвина за счет разложения карналлита. Значения  $R_{Br_{max}} > I$  однозначно указывают на развитие сильвинитов по карналлитовым породам.

Таким образом, анализ изменчивости  $R_{Br}$  и  $R_{Rb}$  дает возможность рассчитать галогенные отложения по циклам соленакопления, провести на этой основе корреляцию литологически неоднородных галогенных разрезов и оценить фациальную изменчивость и условия образования солей по пересечениям и площадям.

Особую генетическую информативность имеют геохимические параметры, выраженные через соотношения содержаний двух изоморфных элементов в одном минерале (например, брома и рубидия в сильвине) или одного изоморфного элемента в двух парагенетических минералах (например, брома и сильвина в галите). В этом случае можно получить информацию о температуре формирования, а также о степени и характере преобразования галогенной толщи на разных ее участках.

Параметрами состава внутриформационных растворов (поровых растворов галопелитов, жидких включений в солях, различного рода рассолопроявлений) служат координаты их фигуративных точек на диаграммах растворимости в водно-солевых системах и на графиках генетических отношений (рис. 3). Положение точек на диаграммах определяется составом и генезисом рассолов, что позволяет проводить их сравнительный генетический анализ на разных участках галогенной толщи, реконструировать палеогидрогеологическую обстановку и пути эволюции состава рапы солеродного бассейна, однозначно диагностировать участки современного выщелачивания соляной толщи.

Дополнительным источником информации об условиях формирования галогенных отложений служат параметры состава галопелитов. При этом наиболее

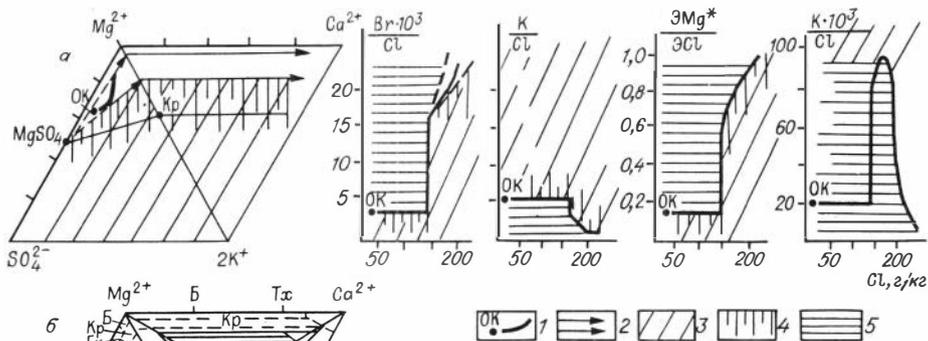


Рис. 3. Диаграммы водно-солевых систем сульфатного и хлоридного типов и графики генетических отношений.

а - области составов рассолов различного происхождения на диаграммах систем  $K^+, Na^+, Mg^{2+}/SO_4^{2-}$ ,  $Cl^- - H_2O$  и  $K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}/$

$//Cl^- - H_2O$  и графиках генетических отношений в галогенных отложениях:

1 - материнская рапа (кривая сгущения океанической воды), 2 - метаморфизованная материнская рапа, 3 - рассолы выщелачивания, 4 - рассолы смешения, 5 - материнская рапа, разбавленная пресными водами.

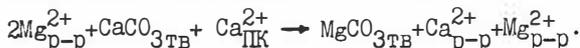
б - совмещенные ортогональная и перспективная проекции поверхности насыщения по калийно-магниевым солям в системах  $K^+, Na^+, Mg^{2+}/SO_4^{2-}, Cl^- - H_2O$  и  $K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}/Cl^- - H_2O$  при 25 °С.

Области кристаллизации: Б - бисшофита, Кр - карналита, С - сylvина, Гл - глазерита, Тн - тенардита, А - астраханита, Э - эпсомита, Гк - гексагидрита, Кн - каинита, Лн - леонита, Ш - шенита, Тх - тахгидрита.

целесообразно комплексное использование геохимических параметров поровых растворов, входящих в состав галопелитов, и минералого-геохимических параметров, характеризующих сульфатную, карбонатную и силикатную фазы. В соответствии с современным уровнем изученности галопелитов к наиболее информативным относятся параметры, значения которых определяются единым процессом обмена магния морской воды на кальций карбонатов и поглощенного комплекса (ПК) глин по общей схеме:



а после вывода из раствора всего сульфата магния по схеме:



Очевидно, что в условиях ограниченного порового пространства галопелитов интенсивность воздействия заключенной в ней рапы на вмещающие твердые фазы зависит в первую очередь от степени ее концентрирования. Чем выше концентрация (т.е. чем больше в единице объема рапы содержится сульфата и хлорида магния), тем глубже такая рапа преобразует карбонаты каль-

Оценка информативности минералого-геохимических параметров галогенной тол

Глазные составляющие галогенной толщи		Соляные породы								
Стадии изучения	Генетические показатели	Ассоциации породообразующих минералов		Содержание микроэлементов (Br, Rb, Cs, Tl)					Na-сульфаты, Са-хлориды, ге-хлориды, бораты, сульфиды, окислы	Изотопный состав O и H в кристалло-гидратах
	Минералого-геохимические параметры	Координаты точек состава на парагенетических диаграммах	Генетический тип	Относительные содержания и соотношения микроэлементов						
				Br, Cl	Rb, K	R <sub>Rb</sub> R <sub>Br</sub>	Br <sub>галит</sub> = f(T) Br <sub>сильв</sub>	Br/Rb /сильв		
Основные задачи										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Поисково-оценочные работы	Стратификация галогенной толщи	с	с	с,х						
	Выявление характера литолого-фациальной изменчивости толщи	с	с	с,х	с,х	с,х		с,х		
	Реконструкция региональной палеообстановки соленакпления	с	с	с,х						
	Прогноз площадей, перспективных в промышленном отношении	с	с	с,х	с,х	с,х			с,х	
	Расчленение и корреляция разрезов продуктивных пачек	с	с	с,х	с,х	с,х			с,х	
Предварительная и детальная разведка	Выявление первично-седиментационной зональности продуктивных горизонтов	с	с	с,х	с,х	с,х			с,х	

щи в приложении к задачам геологической разведки галогенных объектов

Сульфатно-карбонатные породы и галопелиты (нерастворимые в воде остатки солей)										Внутриформационные растворы		
Сульфаты кальция			Карбонаты			Силикаты и акцессории				Поровые	Рассоли	Жидкие включения
Минеральный состав	Микроэлементы (Sr, B)	Изотопный состав O, S, Sr	Минеральный состав	Микроэлементы (Sr, B, Fe, Mn)	Изотопный состав C, O, Sr	Ассоциации силикатов, соотношение силикатной, карбонатной и сульфатной фаз	Микроэлементы (Li, B, Fe)	Акцессорные минералы-индикаторы сред: бораты, сульфиды, окислы	Изотопный состав B, S	Макро- и микро-компонентный состав		
Ca <sub>ант</sub> / (Ca+Mg) карб	$\frac{Sr}{Ca}$ R <sub>Sr</sub>		Mg карб / (Ca+Mg) карб	$\frac{Sr}{Ca}$ R <sub>Sr</sub>			$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$			Координаты точек состава на диаграммах водно-солевых систем Генетические отношения (Br/Cl, K/Br, Mg/Ca и др.) Генетический тип		
I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	21	22	23	24
	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х					с, х		с, х
			с, х							с, х		с, х
с, х	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х		с, х
		с, х								с, х		с, х
	с, х	с, х	с, х	с, х	с, х		с, х	с, х		с, х		с, х

О к о н ч а н и е   т а б л и ц ы

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Предварительная и детальная разведка	Оценка характера и масштаба наложенной минерализации		с	с	с,х	с,х	с,х		с,х	с,х	
	Прогноз участков разубоживания продуктивных горизонтов			с	с,х	с,х	с,х	с,х	с,х		с,х
	Оценка надежности водозащитной толщи				с,х	с,х	с,х		с,х	с	
	Уточнение морфологии продуктивных тел			с	с,х	с,х	с,х				
Эксплуатационная разведка	Прогноз состава и качества солей, раздельный подсчет запасов солей разного качества	с	с								
	Локальный прогноз зон разубоживания		с	с,х	с,х	с,х	с,х	с,х	с,х		
	Генетическая классификация зон вторичной минерализации, выявление водоопасных зон	с	с	с,х	с,х	с,х			с,х	с	
	Генетическая классификация рассолопроявлений в подземных выработках										

П р и м е ч а н и е. с - параметр информативен для галогенных отложений сульфатного, х - хлоридного типов.

ция, увеличивая их магнезиальность, тем больше образуется в этом процессе сульфатов кальция и тем меньшей метаморфизации подвергается сама рапа.

Таким образом, для реконструкции гидрохимической палеообстановки и оценки ее изменчивости по площади солеродного бассейна могут быть использованы такие геохимические параметры галопелитов, как отношения  $Mg/(Mg+Ca)$  в карбонатах,  $Ca_{анг}/(Mg+Ca)_{карб}$ ,  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  в поровом растворе. Возрастание (уменьшение) этих параметров указывает на концентрирование (распреснение) рапы в палеобассейне или на отдельных его участках, что может служить критерием в прогнозе изменчивости состава галогенных отложений и продуктивных тел.

Для генетической характеристики галопелитов и вмещающих соляных пород перспективны геохимические параметры, основанные на изоморфном вхождении стронция в кристаллическую решетку кальцийсодержащих минералов. По

I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24
										с, х		
с, х			с, х			с, х	с, х			с, х		с, х
										с, х	с, х	

с, х			с, х							с, х		с, х
с, х			с, х				с, х			с, х		с, х
с, х			с, х				с, х			с, х		с, х
										с, х		
										с, х	с, х	

аналогии с бромом и рубидием здесь в зависимости от наличия в галопелитах одного или нескольких кальциевых минералов можно прибегнуть к Sr/Ca-отношению или относительным содержаниям стронция. Однако в настоящее время использование стронция для этих целей затруднено из-за отсутствия надежных данных по коэффициентам его распределения для карбонатов и сульфатов кальция. Необходимо подчеркнуть, что в комплексе минералого-геохимических параметров галопелитов заложен еще большой резерв и значение этих параметров будет возрастать по мере расширения и детализации наших знаний о среде и механизме формирования состава галопелитов, в первую очередь – об условиях образования аутигенных карбонатов, силикатов, боратов, окислов и сульфидов в солеродных бассейнах.

Как видно из рассмотренного материала, для минералого-геохимической и генетической характеристик галогенной толщи могут быть использованы параметры, рассчитанные на основе следующих данных, полный химический анализ проб соляных пород с определением микроэлементов, химический анализ жидких включений в солях, химический анализ рассолопроявлений и поровых растворов (макро- и микросостав), фазовый анализ галопелитов (водная и соляно-кислая вытяжки), минералогический анализ галопелитов и нерастворимых остатков солей. Все перечисленные виды анализов, за исключением анализа жидких включений и поровых растворов, обязательны при проведении геолого-разведочных работ на галогенных объектах и не требуют дополнительных затрат. Задача состоит в целесообразном использовании уже полученных материалов.

В таблице представлены возможные варианты использования минералого-геохимических параметров для решения задач геологической разведки на разных ее стадиях. Актуальной остается разработка методов преобразования конкретных генетических показателей в параметры с последующим их пространственным анализом. Определяющим здесь является характер поставленной задачи. Вместе с тем информативность параметра существенно зависит от литологического типа (сульфатного или хлоридного) галогенной толщи, а также от наличия в ней выдержанных горизонтов или прослоев галопелитов.

Как видно из таблицы, параметры, основанные на минеральном составе соляных пород, эффективны только для галогенных отложений сульфатного типа, где они могут служить базой для минералогического картирования калиеносных толщ, проводимого с целью выяснения литолого-фациальной зональности калийных пластов, осуществления корреляции галогенных разрезов с экстраполяцией полученных данных на участки с редкой сетью разведочных выработок, расчленения промышленных пластов на участки с разными типами руд и количественной оценки доли каждого из них в общих запасах соли. Особое значение в ходе минералогического картирования приобретает генетическая классификация зон вторичной минерализации с выявлением потенциально опасных для поступления в подземные выработки агрессивных вод. Параметры, основанные на микрокомпонентном составе солей, составе галопелитов и внутриформационных растворов, имеют более универсальный характер. Они могут быть использованы для геохимического каротажа разведочных скважин с целью расчленения и корреляции галогенных разрезов, особенно в условиях литологически однородных, или наоборот чрезвычайно фациально изменчивых соленосных отложений, для реконструкции палеообстановки соленакопления и разработки комплекса поисковых признаков на калийные соли, для своевременного прогноза непродуктивных участков на обрабатываемых площадях при организации водозащитных мероприятий на калийных рудниках.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что совершенствование геохимических методов оценки месторождений калийных солей и сопутствующих полезных ископаемых тесно связано с дальнейшей разработкой систем минералого-геохимических параметров, позволяющих перейти от качественного описания галогенного объекта к его количественной генетической и промышленной характеристике.

О. И. Петриченко, В. М. Ковалевич

## К ВОПРОСУ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ СВЯЗИ

## ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

## С ЭВАПОРИТАМИ МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА

Среди древних эвапоритовых отложений резко преобладают морские, т.е. сформировавшиеся в бассейнах, основным источником питания которых служила морская (океаническая) вода. С ними и вмещающими их толщами связаны промышленные месторождения гипса, каменной соли, хлоридных и хлоридно-сульфатных калийных солей, бора, стронция, рассолов, минеральных вод, самородной серы, сероводорода, углеводородов и некоторых других полезных ископаемых /Страхов, 1962; Корневский, 1973; и др./. Известна также избирательная приуроченность отдельных видов полезных ископаемых к эвапоритам определенного возраста. Особенно детально изучена эволюция химического и минерального состава калийно-магниевого солей как функции возраста вмещающих их галогенных формаций /Жарков и др., 1981; Жарков, 1984/. Тем не менее многие стороны генетической природы такого возрастного изменения комплекса полезных ископаемых остаются невыясненными. В первую очередь это касается вопроса об источнике ряда химических элементов этих полезных ископаемых.

Существенно новая информация в этом отношении содержится, на наш взгляд, в сведениях об изменении химического состава рапы древних солеродных бассейнов в фанерозое, полученных в результате исследования жидких включений в седиментационном галите. Учитывая сложность и дискуссионность рассматриваемой проблемы, ниже мы последовательно остановимся на вопросах достоверности результатов исследования включений в галите, особенностях изменений химического состава рапы древних солеродных бассейнов во времени и затем попытаемся обосновать представления о причинах глобальных закономерностей возрастного распределения полезных ископаемых, приуроченных к морским эвапоритовым формациям.

Среди минералов осадочных пород только в галите (исключительно редко в сильвине) установлены своеобразные скелетные формы - "елочки", "воронки", которые однозначно идентифицированы как седиментационные образования /Валяшко, 1951; Dellwig, 1953/. Они широко распространены в ископаемых солях и содержат многочисленные жидкие включения, которые, по сути, являются законсервированными микрокапельками рапы древних солеродных бассейнов. Результаты термобарогеохимического изучения этих включений в галите позволяют восстанавливать все основные физико-химические параметры среды древнего соленакопления на различных стадиях сгущения рапы.

Вопрос герметичности включений в галите, как и в других минералах, и сохранности состава растворов со времени их консервации во включениях довольно сложный и до конца не исследован. Проводились различные эксперименты по изучению привноса или утечки содержимого включений, изменения их формы или местоположения под влиянием градиентов температуры и давления /Ермаков, 1950; Петриченко, 1973; Реддер, 1987; и др./. В частности,

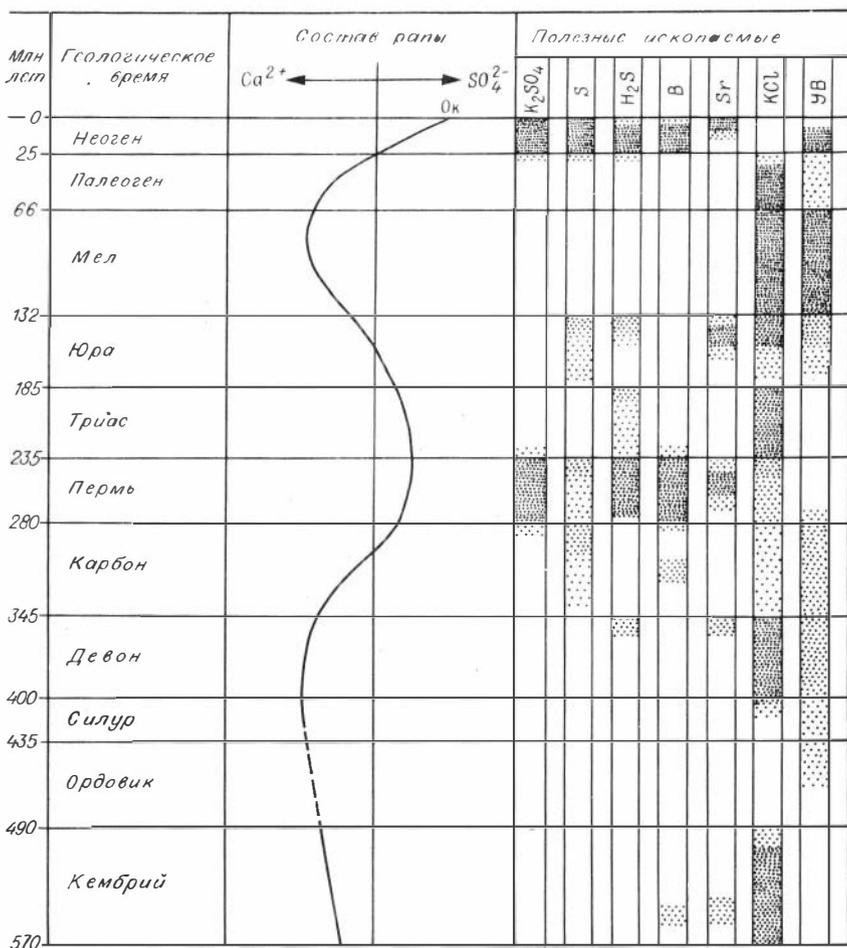
установлено, что изменение формы и местоположения включений, а соответственно, и утечка содержимого возможны при создании больших градиентов температуры и давления. Для природных минералов доказана возможность раскрытия трещинами и перенаполнения ранее образованных включений новыми флюидами в ходе деформаций. Обобщая эти примеры, можно сказать, что нарушения герметичности включений фиксируются в случаях экстремального изменения условий нахождения исследуемых кристаллов. При этом, как пишет Э. Реддер /1987, с. 139/, утечка содержимого и перенаполнение некоторых групп включений, которые пересекаются более поздними трещинами, настолько очевидны при микроскопических исследованиях, что редко остаются незамеченными.

Разумеется, нельзя полностью исключить возможность перемещения флюидов или отдельных компонентов через мелкие несовершенства в кристалле, такие, как дислокации, которые под оптическим микроскопом не обнаруживаются. Поэтому нам представляется, что наиболее убедительными доводами в пользу герметичности большинства включений в седиментационном галите и сохранности их состава со времени консервации могут служить те многие тысячи анализов, которые выполнены к настоящему времени и которые свидетельствуют о закономерном характере изменения состава растворов как в разрезе отдельных соленосных толщ, так и в различных галогенных формациях в зависимости от времени их образования.

Остановимся теперь на обсуждении фактического материала по составу растворов включений в седиментационном галите, исследованных с помощью методики ультрамикрoхимического анализа /Петриченко, 1973/. В настоящее время весь этот фактический материал сведен в монографической работе О.И. Петриченко /1988/. В этой работе и некоторых других /Петриченко, 1982; Ковалевич, 1987/ приведены также графики и диаграммы, с помощью которых авторы пытались в обобщенном виде представить сведения о составе рапы солеродных бассейнов фанерозоя, основанные на результатах исследования включений. Один из подобных графиков (несколько идеализированный), дающий представление о качественных и количественных изменениях состава рапы солеродных бассейнов во времени, представлен в данной статье (см. рисунок).

Приведенная на рисунке кривая отображает изменения во времени содержания двух ионов ( $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ ) в рапе бассейнов, сгущенной до начала садки галита. Установленные отклонения содержания этих ионов дают основание для отнесения рапы на одних этапах фанерозоя к сульфатному типу, а на других – к хлоркальциевому. Существенные колебания содержания других ионов ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Cl}^-$ ) не выявлены, поэтому, в какой-то мере условно, принимаем, что их соотношение в рапе бассейнов (при одной и той же степени сгущения) на протяжении фанерозоя практически не менялось.

Таким образом, на основании анализа кривой можно выделить четыре этапа в фанерозойской истории развития состава рапы бассейнов с морским источником питания. Первый этап (от кембрия почти до конца карбона) характеризовался хлоркальциевым составом рапы с максимально высоким содержанием кальция в девоне. Второй этап (верхний карбон – средняя юра) отличался сульфатным типом рассолов с максимально высоким содержанием сульфат-иона в перми. Третий этап (мел – палеоген), по-видимому, полностью аналогичен первому как по хлоркальциевому составу рапы, так и по величине содержания



Изменение во времени химического состава рапы солеродных бассейнов и распределения полезных ископаемых, связанных с эвапоритами: калийных солей хлоридно-сульфатного ( $K_2SO_4$ ) и хлоридного (KCl) типов, боратов (B), целестина (Sr), самородной серы (S), сероводородных газов ( $H_2S$ ) и углеводородов (УВ).

Ок - точка, соответствующая содержанию  $SO_4^{2-}$  в современной океанической воде, стуженной до начала садки галита ( $\sim 21,0$  г/л).

кальция. И наконец, на четвертом этапе (в неогене) вновь повторился сульфатный тип рапы, но на этот раз с более высоким содержанием сульфатного иона. Рассолы промежуточного состава (с относительно низким содержанием  $Ca^{2+}$  и  $SO_4^{2-}$ ) были характерны для бассейнов, существовавших в относительно короткие промежутки времени между описанными этапами. В кратком изложении описанные закономерности можно сформулировать следующим образом: на протяжении фанерозоя в составе рапы солеродных бассейнов наряду с перио-

дическими колебаниями происходило направленное изменение, которое выразилось в достижении рапой в конце второго цикла (в неогене) максимально высокой сульфатности.

С описанной глобальной закономерностью изменения состава рапы солеродных бассейнов хорошо согласуются данные по эволюции химического и минерального состава калийно-магниевого солей галогенных формаций /Жарков, 1984; и др./ . Именно для пермского и неогенового этапов соленакопления, отличавшихся повышенным содержанием сульфат-иона в рапе бассейнов, было характерно формирование калийно-магниевого солей хлоридно-сульфатного типа. Для морских галогенных формаций остальных периодов фанерозоя типичны калийно-магниевого соли хлоридного типа.

Здесь важно подчеркнуть, что установленная закономерность эволюции состава рапы солеродных бассейнов, на наш взгляд, не является случайной. Она согласуется с направлением развития земной коры в целом. В частности, наблюдается прямая связь с изменениями во времени химического состава осадочных пород, эндогенными циклами, эвстатическими колебаниями уровня океана, изменениями климата, состава атмосферы и некоторых других геологических процессов и условий на земной поверхности /Петриченко, 1988/.

Вопрос о причинах эволюции состава рапы солеродных бассейнов до сих пор остается дискуссионным. Авторы также неоднозначно решают его, связывая изменения состава рапы либо с эндогенными циклами в развитии земной коры и соответствующей эволюцией палеогеографических обстановок соленакопления /Петриченко, 1988/, либо с эволюцией солевого состава океанической воды /Ковалевич, 1987/. В то же время авторы полагают, что независимо от этих причин возрастное распределение полезных ископаемых, связанных с эвапоритами (см. рисунок), в значительной мере обусловлено, а иногда и полностью определяется химической эволюцией рапы солеродных бассейнов.

Прямая зависимость возрастного распределения хлоридных и хлоридно-сульфатных калийно-магниевого солей от солевого состава рапы солеродных бассейнов на соответствующих этапах фанерозойской истории, по-видимому, не требует обоснования. Труднее обстоит дело с прослеживанием такой связи для других полезных ископаемых.

Подробный анализ причин приуроченности месторождений самородной серы к эвапоритам определенного возраста (с позиции данных по химической эволюции рапы солеродных бассейнов) приведен ранее /Петриченко и др., 1988/. Поэтому мы лишь кратко остановимся на этом вопросе.

Все основные месторождения самородной серы, связанные с эвапоритовыми формациями, относятся к наиболее распространенному, по классификации А.С. Соколова /1972/, метасоматическому генетическому типу. Не касаясь здесь механизма преобразования сульфатно-карбонатных отложений эвапоритов в серные руды и роли в этом процессе углеводородов, отметим, что промышленные месторождения серы известны только среди отложений карбона, перми, юры и (наиболее крупные) неогена. В данном случае, на наш взгляд, видна прямая связь месторождений самородной серы с эвапоритами, формировавшимися в бассейнах с сульфатным типом рассолов. Описанная закономерность подтверждает существующее мнение /Розанова, Кузнецов, 1974/ о том, что геохимическим фактором, благоприятным для развития метасоматических процессов

активного серообразования в отложениях эвапоритов, является наличие сульфатного иона в поровых и межкристалльных минералообразующих растворах пород, а присутствие в них хлорида кальция препятствует серообразованию.

С сульфатно-карбонатными отложениями эвапоритовых формаций также связаны значительные скопления сероводородсодержащих газов /Анисимов, 1970; Панкина, Мехтиева, 1983/. Нам представляется, что при изучении вопроса о закономерностях распространения сероводорода в осадочных толщах заслуживает внимания идея о корреляции его запасов с эвапоритами, отлагавшимися из рассолов сульфатного химического типа. Более высокое содержание сульфат-иона в захороненных рассолах эвапоритовых отложений соответствующего возраста могло также (как и в случае с самородной серой) благоприятно влиять на образование сероводорода.

Химической эволюции рапы солеродных бассейнов подчинены закономерности распределения боратов, целестина, некоторых микроэлементов, рассолов и минеральных вод определенного состава. Довольно четко такая связь прослежена для галогенных боратов и целестина /Бурков, Подпорина, 1962; Озол, 1981; и др./ – они тяготеют к эвапоритовым отложениям перми и неогена, формировавшимся в бассейнах с сульфатным типом рассолов. Возможно, это обусловлено особенностями растворимости соединений бора и стронция в водах сульфатного типа, последовательное сгущение которых в условиях эвапоритовых бассейнов и приводит к формированию обогащенных этими элементами осадков. Разумеется, такой механизм концентрирования бора и стронция не исключает возможность дополнительного их поступления в бассейны за счет континентального стока или эндогенных источников.

Изменения состава захороненных рассолов в зависимости от возраста вмещающих галогенных формаций еще недостаточно изучены. Отмечается повышение роли хлорида кальция с увеличением возраста вмещающих отложений /Посохов, 1981/. По нашему мнению, эта зависимость более сложная: солевой состав подземных рассолов должен коррелироваться с составом рапы солеродных бассейнов соответствующего возраста. Конечно, при этом нужно учитывать, что все захороненные рассолы в результате взаимодействия с вмещающими породами подверглись метаморфизации в прямом направлении (в понимании М.Г. Валяшко /1962/), которая заключается в их обессульфачивании или росте содержания хлорида кальция в зависимости от исходного состава этих рассолов.

Хорошо известна связь месторождений нефти и газа с эвапоритовыми бассейнами /Капченко, 1974; Китык, 1983/. В формировании залежей углеводородов эвапоритам обычно отводится роль экранирующих толщ. В то же время возрастное распределение разведанных запасов нефти и газа в осадочных отложениях /Ронов, 1982, Bois et al., 1982/ коррелируется с химическим составом рапы солеродных бассейнов (см. рисунок). Но вопрос о непосредственной связи химической эволюции рапы солеродных бассейнов с интенсивностью последующего процесса нефтегазообразования остается открытым. Скорее всего связующим звеном здесь является биосфера, направление эволюции которой согласуется с этими двумя процессами.

Таким образом, изложенные глобальные закономерности изменений химического состава рапы солеродных бассейнов и согласованного с этими изме-

нениями распределения полезных ископаемых, связанных с эвапоритами, дают основание, с одной стороны, решать некоторые вопросы генезиса этих полезных ископаемых и, с другой, использовать модель химической эволюции рапы солеродных бассейнов для их глобального прогноза в зависимости от возраста вмещающих эвапоритов. Существенный вклад в дальнейшее совершенствование прогноза рассматриваемых полезных ископаемых могут внести уточнение особенностей распределения химических элементов в других типах осадочных пород и детализация модели химической эволюции рапы солеродных бассейнов.

### Список литературы

- А н и с и м о в А. Л. Закономерности распространения сероводорода в осадочной толще // Сов. геология. - 1970. - № 3. - С. 76-84.
- Б у р к о в В. В., П о д п о р и н а Е. К. Стронций. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 180 с.
- В а л я ш к о М. Г. Структурные особенности отложений современного галита // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. - 1951. - № 5. - С. 65-74.
- В а л я ш к о М. Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. - 396 с.
- Е р м а к о в Н. П. Исследования минералообразующих растворов. - Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1950. - 431 с.
- Ж а р к о в М. А. Эволюция галогенного осадконакопления в истории Земли // 27-й Междунар. геол. конгр. - М.: Наука, 1984. - Т. 4. - С. 69-75.
- Ж а р к о в М. А., Б л а г о в и д о в В. В., Ж а р к о в а Т. М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 3-32.
- К а п ч е н к о Л. Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. - Л.: Недра, 1974. - 184 с.
- К и т ы к В. И. К вопросу о связи эвапоритов и нефтегазоносности осадочных толщ фанерозоя // Условия образования и закономерности размещения залежей нефти и газа. Сб. науч. тр. - Киев: Наук. думка, 1983. - С. 31-59.
- К о в а л е в и ч В. М. К проблеме эволюции состава океанической воды в фанерозое // Геохимия. - 1987. - С. 1527-1536.
- К о р е н е в с к и й С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. - М.: Недра, 1973. - 299 с.
- О з о л А. А. Закономерности размещения и условия формирования в соленосных отложениях залежей боратов // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 109-113.
- П а н к и н а Р. Г., М е х т и е в а В. Л. Происхождение кислых газов ( $H_2S$  и  $CO_2$ ) и прогнозирование их содержания в углеводородных скоплениях. - М.: ВИЭМС, 1983. - 53 с.
- П е т р и ч е н к о О. И. Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. - Киев: Наук. думка, 1973. - 92 с.

- Петриченко О. И. Физико-химические условия древнего соленакпления и эпигенез галогенных осадков: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - Новосибирск, 1982. - 32 с.
- Петриченко О. И. Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. - Киев: Наук. думка, 1988. - 128 с.
- Петриченко О. И., Ковалевич В. М., Шайдецкая В. С., Побережский А. В. Генетические особенности сероносных сульфатно-карбонатных отложений эвапоритовых формаций. - Львов: Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых, 1988. - 44 с.
- Посохов Е. В. Химическая эволюция гидросферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1981. - 286 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. - М.: Мир, 1987. - Т. I. - 560 с.
- Розанова Е. П., Кузнецов С. И. Микрофлора нефтяных месторождений. - М.: Наука, 1974. - 198 с.
- Ронов А. Б. Глобальный баланс углерода в неогее // Геохимия. - 1982. - № 7. - С. 920-932.
- Соколов А. С. Генетическая классификация месторождений самородной серы // Геохимия и минералогия серы. - М.: Наука, 1972. - С. 40-55.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. - Т. 3: Закономерности состава и размещения аридных отложений. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 549 с.
- De l l w i g L. F. Hopper crystals of halite in the Salina of Michigan // Am. mineralogist. - 1953. - Vol. 38, N 7/8. - P. 730-731.
- В о i s С., В о u c h e Р., Р e l e t R. Global geologic history and distribution of hidrocarbon reserves // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.- 1982. - Vol. 66, N 9. - 1248-1270.

УДК 553.632:551.24(100)

Э. А. В ы с о ц к и й

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАСЕЙНОВ КАЛИЕНАКОПЛЕНИЯ

В результате исследований последних 20-25 лет получены новые данные о геологии калиеносных бассейнов, которые значительно противоречат традиционным представлениям и не находят удовлетворительного объяснения с позиций "фиксизма". Назрела необходимость пересмотра на мобилистской основе тектонических условий формирования калийных солей в древних эвапоритовых бассейнах. Концепция тектоники литосферных плит и разработанные на ее основе геодинамические модели позволяют удовлетворительно объяснить возникновение и развитие бассейнов калиенакопления в фанерозойской истории Земли.

В настоящее время известно более 40 калиеносных бассейнов, которые выявлены на всех континентах, за исключением Антарктиды. Залежи калийных солей обнаружены также под дном Атлантического океана в приэкваториальных

районах Габона, Конго, Бразилии, а также в регионе Северного моря. Современная геотектоническая позиция калиеносных бассейнов достаточно разнообразна: палеозойские в основном связаны с платформенными структурами – впадинами, древними рифтовыми зонами, краевыми прогибами; мезозойские – с рифтовыми зонами, впадинами и прогибами на молодых платформах, иногда с краевыми прогибами; кайнозойские – преимущественно с межгорными впадинами, краевыми прогибами и рифтовыми зонами. Наибольшей дислоцированностью характеризуются кайнозойские калиеносные формации (серии), что обусловлено приуроченностью большинства их к орогенным областям и зонам сочленения платформ с молодыми складчатыми сооружениями. Разнообразие тектонических обстановок накопления калийных солей и определенная повторяемость их в эволюции Земли обусловлены цикличностью тектонических движений (раздвижением и сжатием мега- мезо- и микроплит).

С позиций мобилизма выделяются четыре наиболее характерные тектонические модели (типы) бассейнов калиеносного накопления: I – авлакогенов или внутриматериковых рифтовых зон, которые формировались в условиях растяжения земной коры, но не приведшего к перемещению литосферных плит на значительные расстояния; II – возникавшие при расколе мегаплит с континентальной корой, раздвижении и дрейфе их частей и раскрытии нового океана; III – располагавшиеся в пределах поясов и зон поддвигания и столкновения литосферных плит на заключительных стадиях закрытия океанов; IV – синеклиз и впадин в пределах стабильных частей мегаплит, которые формировались во время спокойного их перемещения.

В фанерозойской истории Земли весьма широко были распространены калиеносные бассейны I типа, связанные с авлакогенами, т.е. внутриматериковыми рифтовыми зонами. В этих зонах создавались благоприятные условия для соленакопления, что было подмечено рядом исследователей /Кропоткин, Вальев, 1970; Ковалев, 1985/. Типичными примерами накопления калийных солей в авлакогенах являются позднедевонские и раннепермские эвапоритовые бассейны Припятско-Донецкого авлакогена. С внутриматериковыми рифтовыми зонами связаны залежи калийных солей во впадине Афар, в Верхнерейнском грабене, в рифтовой зоне приморских провинций Канады и т.д. Во впадине Афар, представляющей одну из структур Африкано-Аравийского рифтового пояса, калийные соли накапливались в плейстоцене в пределах Данакильского грабена, расположенного между Эфиопским плато на западе и Данакильскими Альпами на востоке /Holwerda, Hutchinson, 1968/. Континентальная кора здесь сильно утонена и частично "океанизирована". Зоны разрыва сплошности ("щели") в коре заполнены дериватами мантии. Накопление калиеносных отложений по времени совпадает с рифтогенезом. Опускание пластин-блоков сопровождалось активной магматической деятельностью. Термальные источники, содержащие повышенные концентрации Na, K, Mg, S и других элементов, продолжают действовать в настоящее время.

Бассейны II типа возникали при расколе мегаплит с континентальной корой и дрейфе их частей, т.е. на начальном этапе раскрытия нового океана. В этих условиях формировались эвапоритовые серии, которые трансгрессивно залегают на континентальных осадочных или вулканогенных образованиях и перекрыты морскими карбонатными или карбонатно-глинистыми отложениями. Клас-

сическим примером является эвапоритовый бассейн, возникший в раннемеловое время в пределах Южно-Атлантической впадины, который представлял собой узкий, вытянутый в субмеридиональном направлении залив, разделенный сравнительно мелководной перемычкой вулканических сооружений (современные подводные вулканические хребты Китовый и Рио-Гранде) на две котловины – северную и южную /Ушаков, Ясаманов, 1984/. Калийные и магниевые соли накапливались в северной его части, наиболее удаленной от открытого моря. В связи с дрейфом фрагментов Гондваны и раскрытием Атлантического океана в позднем мезозое и кайнозое эвапоритовые отложения ныне залегают в переходных зонах Атлантического побережья Африки и Южной Америки и удалены друг от друга на многие сотни километров.

В пределах зоны перикратонных опусканий Южно-Американской платформы калийные соли связаны с аптской галогенной серией Ибура формации Мурибека, трансгрессивно залегающей на терригенных образованиях нижнего мела, а местами – на докембрийском кристаллическом фундаменте /Wardlaw, 1972/. Особенностью эвапоритового разреза является отсутствие в его основании карбонатов и сульфатных пород (ангидрит, гипс), обычно широко представленных в соленосных формациях других геологических систем. Пласты ангидрита мощностью до нескольких метров распространены в верхней части эвапоритовых отложений и, в свою очередь, перекрыты морскими карбонатными образованиями. Соленосный разрез представлен чередованием в основном пластов каменной соли и карналлита. Характерно широкое развитие тахгидрита.

В зоне перикратонных опусканий Африканской платформы калийные и магниевые соли связаны с серией Эзанга аптского возраста и распространены в Конголезской и Габонской впадинах /Ruiter, 1979/. Эвапориты залегают на терригенных отложениях аптского возраста (песчаниках Гамба в Габоне или Шела в Конго), представляющих базальный член трансгрессивной серии. Серия Эзанга сложена в основном каменной солью, содержащей пласты и линзы хлоридных калийных, калийно-магниевых и магниевых солей.

Калиеродные бассейны III типа зарождались в пределах поясов и зон поддвигания и столкновения литосферных плит в завершающие стадии закрытия океанов. Они чаще всего возникали в пределах окраинных морей и представляли собой узкие, но нередко достаточно протяженные заливы, ограниченные со стороны форланда пологой равниной, а с противоположной – воздымавшимися орогенными сооружениями, иногда располагались в межгорных впадинах. Здесь существовали самые разнообразные геодинамические обстановки: столкновения, сжатия, поддвигания и надвигания плит. Характерен вулканизм, проявлявшийся, как правило, за пределами солеродных бассейнов. В последние привносился в основном пепловый материал.

В подобных геодинамических условиях в связи с закрытием океана Тетис в кайнозое возник обширный пояс эвапоритовых бассейнов, приуроченный к Альпийско-Гималайской области сжатия литосферы. Трактовка геологических событий, происходивших в этом регионе, с мобилистских позиций была дана К. Ле Пишоном с соавторами /Ле Пишон и др., 1977/. Глобальные палеогеодинамические реконструкции, выполненные советскими исследователями /Зоненшайн и др., 1984; Ушаков, Ясаманов, 1984/, показали, что начиная с эоцена в связи с медленным вращением Африканской плиты относительно Евразийской

размеры Западного Тетиса постепенно сокращались. В олигоцене циркумтропический морской путь через Тетис был уже закрыт в результате сближения северных и южных континентов, и после этого началось их столкновение. В миоцене и плиоцене продолжались столкновение и сжатие отдельных блоков континентальной литосферы, а площадь, занятая океанической плитой, постепенно сокращалась. Создались благоприятные условия для накопления калийных солей. Эвапоритовый пояс, состоящий из обособленных бассейнов, простирался от Испании на западе до Ирана и Пакистана на востоке. В состав его входил ряд калиеродных бассейнов: Наваррский, Каталонский, Сицилийский, Предкарпатский, Приереванский, Араксинский, Ком, а также бассейны в иранском Азербайджане и, по-видимому, бассейн Соляной Кряж в Пакистане. В пределах этого пояса залежи калийных солей формировались в эоцене, олигоцене и миоцене. Раньше всего калиенакпление началось в пределах Западного Тетиса (Наваррский и Каталонский бассейны) и наибольшего размаха достигло в миоцене. Образование калиеносных формаций во времени совпадает с пиренейской, штирийской и аттической фазами орогенеза.

Тектонические условия накопления калийных солей в Альпийско-Гималайском поясе сжатия можно рассмотреть на примере сравнительно хорошо изученного Предкарпатского бассейна, который располагался на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы в зоне столкновения Евразийской плиты с микроконтинентами и островными дугами. О поддвигании в миоцене литосферы под Карпаты свидетельствует также андезитовый, риолитовый, дацитовый и липаритовый вулканизм /Ушаков, Ясаманов, 1984/. Предкарпатский прогиб возник в качестве структуры, компенсационной воздымавшимся Карпатам. В связи с закрытием океана Тетис и ростом горных сооружений в миоцене создавалась оптимальная обстановка для образования эвапоритов. Калийные соли кристаллизовались в тупиковом заливе, глубоко вдававшемся в сушу и ограниченном на западе Карпатами, а на востоке – пологой равниной форланда. В пределах СССР калийные залежи в виде отдельных тел и линз распространены в полосе от Старой Соли до Яблонова. Развита она также на территории Румынии в зоне Вранча между долинами рек Озана и Путна, где прослежены в виде узкой прерывистой полосы на расстоянии около 140 км. При сжатии земной коры интенсивно проявились геодинамические процессы, обусловившие значительные горизонтальные и наклонные тектонические перемещения. Происходило постепенное смещение во времени зон активного прогибания от Карпат в сторону Восточно-Европейской платформы. В связи с этим залежи калийных солей в нижне-, верхневоротыщенских и верхнестебникских отложениях в плане не совпадают и смещены относительно друг друга.

В условиях сжатия литосферы и закрытия океана в раннепермскую эпоху формировались калиеносные отложения в пределах протяженной зоны, примыкавшей к Уральско-Апшалацкому герцинскому поясу. В результате столкновения Евразийского материка с Сибирским, а также Сибирского с Казахстанским континентом произошло образование Уральского складчато-глыбового горного пояса на месте бывшего палеоокеана. Молассовые и эвапоритовые образования интенсивно накапливались вдоль западного склона разраставшегося горного сооружения, где возник Предуральский краевой прогиб. В его пределах формировались калиеносные залежи в Верхнепечорском и Верхнекамском бассейнах.

В перми в обстановке сжатия Палеоазиатского океана, которое началось еще в девоне и активно продолжалось в карбоне, в связи придвиганием плато Устюрт и микроконтинента вала Карпинского к Восточно-Европейскому континенту /Бражников, Михалькова, 1987/, на территории Прикаспия возник обширный эвапоритовый бассейн. Здесь образовывались мощные калийные залежи полиминерального состава. В эвапоритовый бассейн периодически привносился вулканический пепел.

Бассейны IV типа располагались в пределах относительно стабильных структурных элементов земной коры (кратоны). Во время перемещения литосферных плит кратоны не подвергались существенным тектоническим перестройкам. Здесь формировались эвапоритовые отложения сравнительно небольшой мощности. Характерно отсутствие проявлений вулканизма накануне и во время соленакопления. Примером бассейна подобного типа является Морсовский, возникший в эйфельский век в юго-восточной части Московской синеклизы. Мощность соленосных отложений достигает 60 м. Калийные соли представлены сильвинитом и карналлитом, которые образуют вкрапленники в каменной соли или маломощные (5–20 см) калийные прослойки.

Таким образом, в фанерозое накопление калийных солей происходило в разнообразных геодинамических обстановках, возникавших при растяжении и раздвижении литосферы, сжатии и столкновении литосферных плит в завершающие стадии закрытия океанов, а также в пределах относительно стабильных элементов литосферных плит, которые не подвергались геодинамическим процессам, происходившим при их движении. Каждый из четырех отмеченных тектонических типов бассейнов характеризовался своеобразием протекавших геодинамических процессов, и с этих позиций их следует рассматривать как природные геотектонические модели калиеносных территорий.

В истории развития Земли преобладающее большинство калиеродных бассейнов возникало при геодинамических обстановках пассивных окраин и рифтогенеза, где имели место значительные горизонтальные передвижения, которые определяли в целом региональную тектоническую обстановку, а вертикальные движения, как правило, являлись производными от горизонтальных. Однако в эволюции конкретных эвапоритовых бассейнов вертикальные (нисходящие) движения играли важную роль, так как обеспечивали прогибание отдельных тектонических блоков в пределах крупных поясов сжатия или растяжения литосферы. Территориальная приуроченность калиеродных бассейнов к отмеченным типам геоструктурных элементов не является случайной, так как здесь наиболее полно реализовывались условия (высокая степень изолированности бассейнов, активный тектонический режим, повышенный тепловой поток и т.д.), обеспечивавшие осаждение из растворов хлоридных и сульфатных калийных и калийно-магниевого солей. Меж- и внутриматериковые рифтовые зоны, возникавшие при растяжении и раздвижении земной коры, представляли, как правило, узкие и весьма протяженные морские заливы со сложной топографией рельефа дна и развитием поперечных порогов (барьеров). В таких заливах, расположенных в аридных зонах и испытывавших затрудненную связь с морями (или океанами), создавались условия для возникновения эвапоритовых бассейнов, в которых галогенез нередко достигал сильвинитовой и карналлитовой стадий. Калиеродные бассейны были приурочены к наиболее удаленным (кутовым)

частям заливов. Повышенный тепловой поток и активная тектономагматическая деятельность (продукты вулканизма нередко формировали барьеры и пороги) в рифтовых зонах также способствовали развитию галогенеза.

В условиях сжатия и столкновения литосферных плит на завершающей стадии закрытия океанов наиболее оптимальные обстановки для накопления калийных солей возникали в прогибах, формировавшихся как компенсационные структуры воздымавшихся горных сооружений и расположенных в аридных зонах. Эвапоритовые бассейны представляли собой узкие, но весьма протяженные и сложных очертаний (дугообразные, извилистые и т.д.) заливы окраинных морей. Они, как правило, ограничивались воздымавшимися горными сооружениями, а со стороны форланда – сушей. Характерен активный тектонический режим, обуславливавший погружение подсолевых отложений, смещение во времени осей прогибов в сторону форланда, развитие надвигов и шарьяжей. Магматическая деятельность проявлялась, как правило, в пределах орогенов обрамления, а в эвапоритовые бассейны привносился в основном вулканический пепел.

В областях относительно стабильных элементов земной коры эвапоритовые бассейны геологического прошлого пространственно были связаны с синеклизмами и впадинами. В развитии этих структур главенствующее значение имели вертикальные тектонические движения, определявшие характер и темп осадконакопления.

Мобилистская трактовка тектонических условий формирования калийных солей позволяет наметить пути решения некоторых дискуссионных вопросов, не находящих удовлетворительного объяснения с позиций классической теории галогенеза, основанной на "фиксистском" понимании эволюции земной коры. В частности, геологические данные, полученные за последние 25 лет, свидетельствуют о сравнительно широком распространении наряду с регрессивными трансгрессивных эвапоритовых серий, в том числе калиеносных. Из фиксированного положения континентов истолковать ход геологических событий, приведших к образованию "обращенных" эвапоритовых разрезов, невозможно. В то же время мобилистская концепция, как это было показано выше на примере нижнемеловых калиеносных серий Конго, Габона и Бразилии, позволяет увязать формирование подобных типов эвапоритовых разрезов с начальными стадиями раскола и расхождения континентов и зарождением океана.

Учитывая дрейф континентов, логичное объяснение получают факты обнаружения калийных солей в регионах, расположенных в современную эпоху в разных климатических зонах, в том числе с умеренным климатом, где атмосферные осадки преобладают над испарением (бассейны Эльк-Пойнт и Монктон в Канаде, Верхнепечорский и др.).

Анализ тектонических условий областей древнего соленакопления показывает, что образование калиеносных отложений происходило в основном в эпохи активного развития Земли (рифтогенез, орогенез). В калиеносных сериях, сформированных в геодинамических обстановках пассивных окраин и орогенеза (типы I–III), относительно широко распространены продукты вулканической деятельности (базальты, офиты, вулканические пеплы и т.д.). Пространственно-временная связь между вулканизмом и соленакоплением не однозначная (вулканизм предшествовал соленакоплению, синхронный, проявлялся после накопления эвапоритовых отложений). В калиеносных сериях,

образовавшихся в бассейнах относительно стабильных элементов земной коры (Мичиганский, Эльк-Пойнт, Морсовский и др.), магматические породы не известны. В фанерозойской истории Земли галогенез и вулканизм представляли собой самостоятельные и независимые друг от друга явления, но которые в тектонически активные эпохи в подвижных зонах Земли проявлялись синхронно.

### Список литературы

- Бражников О. Г., Михалькова В. Н. Геодинамика и нефтегазоносность Прикаспийской впадины // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. - М.: Недра, 1987. - С. 141-147.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. - 1984. - № 3. - С. 3-16.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые критерии. 2-е изд. перераб. и доп. - М.: Недра, 1985. - 223 с.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1970. - Т. 45, № 5. - С. 27-42.
- Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. - М.: Мир, 1977. - 288 с.
- Ушаков С. А., Ясаманов Н. А. Дрейф материков и климаты Земли. - М.: Мысль, 1984. - 206 с.
- H o l w e r d a J. G., H u t c h i n s o n R. W. Potash-bearing evaporites in the Danakil Area, E t h i o p i a // Econom. Geol. - 1968. - Vol. 63, N 2. - P. 124-150.
- R u i t e r P. A. C. The Gabon and Congo basins salt deposits // Econom. Geol. - 1979. - Vol. 74, N 2. - P. 419-494.
- W a r d l a w N. C. Unusual marine evaporites with salts of calcium and magnesium chlorid in cretaceous basins of Sergipe, Brasil // Econom. Geol. - 1972. - Vol. 67, N 2. - P. 156-168.

УДК 546.27:550.42:552.53

В. С. Д е р е в я г и н

### АКЦЕССОРНЫЙ БОР В СОЛЯХ КАЛИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В природе бор широко распространен. В магматическом процессе он участвует во всех главнейших стадиях минерало- и породообразования /Горбов, 1976/. Основная роль в образовании борных месторождений в зоне гипергенеза принадлежит вулканическим эманациям. Содержание бора в осадочных породах в 10 раз больше, чем в изверженных. Среди осадочных пород наибольшее содержание его встречено в морских глинах, железных рудах морского происхождения (0,5 %) и в глауконитах (0,3 %).

Большой интерес представляют борная минерализация и борные месторождения, связанные с толщами химических осадков древних морских бассейнов. На площади Стассфуртского месторождения (ГДР, ФРГ) обнаруженные в карналлитовой породе борные минералы извлекаются попутно при переработке калийно-магниевого солей и используются в качестве сырья для получения бора. Установлено, что боронакопление в морских солеродных бассейнах происходит практически на всех стадиях галогенеза /Хайде, 1965; Яржемский, 1968/. Некоторые минералы бора (данбурит, пробертит, улесит и др.) выявлены при изучении гипсоангидритовых толщ различного возраста во многих районах земного шара. Классическими исследованиями Я.Г. Вант-Гоффа /1936/, продолженными в нашей стране А.В. Николаевым /1947/, М.Г. Валяшко /1953, 1961/ и др., было доказано происхождение отдельных, иногда крупных скоплений бора из эвтонических рассолов в заключительную стадию существования эвапоритового бассейна. Источником бора в этом случае служит Мировой океан, а основными минералами этого типа месторождений являются преимущественно магниево бораты (борацит, калиборит, ашарит, гидроборацит, преобразенскит и др.), которые выпадают из раствора в последнюю очередь с калийными и магниевыми солями. Основная масса бора выпадает в осадок вблизи эвтоники в виде магниевого хлорбората состава  $2 \text{MgCl}_2 \cdot 3\text{MgB}_2\text{O}_4 \cdot 22-23\text{H}_2\text{O}$  /Валяшко, Спирыгина, 1953/. Вместе с тем значительные концентрации бора встречаются далеко не во всех соленосных формациях с мощными пластами калийных и магниевого солей. Нами изучено распределение бора в соляных породах калийных месторождений, относящихся к галогенным бассейнам хлоридного и сульфатно-хлоридного типа.

В хлоридных соляных толщах Средней Азии юрской и меловой систем борная минерализация выражена крайне слабо. Несмотря на развитие мощных пластов калийных и калийно-магниевого солей на рассматриваемой территории, заметных скоплений боратов не наблюдается. Лишь в качестве аксессуарных минералов при изучении соляных отложений Юго-Западного Узбекистана найдены в очень незначительных количествах котоит и сульфоборит /Ишниязов, Парпиев, 1963/; при петрографическом исследовании галита на месторождении Тюбеготан Л.И. Филатовой описаны мелкие кристаллики гидроборацита. В нерастворимых остатках из карналлитовой породы Карлоковского района нами обнаружены кристаллики борацита и турмалина.

Отсутствие сколько-нибудь заметных скоплений боратов даже в карналлитовой зоне верхнеюрской гаурдакской свиты объясняется, по-видимому, тем обстоятельством, что минерализация раствора за весь период галогенеза не достигала эвтоники и поэтому эвтонические фации здесь не известны. Кроме того, возможно, значительная часть бора была выведена из жидкой фазы соляного водоема в период формирования данбуритовой минерализации в подсолевой ангидритовой толще гаурдакской свиты, выявленной и изученной на территории Юго-Восточной Туркмении и Юго-Западного Узбекистана /Коробов и др., 1965/.

Тем не менее обращает на себя внимание присутствие бора в водно-растворимой части большинства проб соляных пород Средней Азии (0,0005-0,0024 %). Эти величины несколько выше, чем в морской воде (0,00015-0,0005 %).

Содержание бора в различных типах соляных пород Средней Азии отлича-

ется незначительно – наблюдается лишь некоторое возрастание концентрации элемента от каменной соли (в среднем 0,0012 %) к сильвиниту (0,0014 %) и карналлитовой породе (0,0016 %). Идентичные содержания бора (0,0001–0,0022 %) были обнаружены также в каменной соли Днепрово–Донецкой впадины и Приуралья /Карасик и др., 1964; Оборин, Залкинд, 1964/ и в карналлитах, выпавших из рассолов в скважинах Иркутского амфитеатра /Геохимия..., 1965/.

Экспериментальные данные /Жеребцова, Волкова, 1966/ свидетельствуют о том, что бор практически полностью остается на стадии высокой минерализации (до эвтонической стадии) в жидкой фазе. Вероятнее всего, обнаружение бора в чистых от примесей соляных породах может быть связано с жидкими микровключениями, постоянно просматриваемыми под микроскопом в тонких пластинках соли.

Подавляющая масса бора в соляных отложениях Среднеазиатского бассейна сосредоточена в водно–нерастворимом остатке, что характерно также и для других районов соленакопления /Морачевский, 1939; Павлюченко и др., 1958; Хардер, 1965; Корневский и др., 1968/. В зависимости от соотношения составляющих компонентов нерастворимого остатка изменяется содержание бора в соляной породе. Как показали наши исследования, концентрация бора в нерастворимых остатках в среднем 0,01–0,02, в отдельных пробах – 0,07 %.

Распределение бора по фракциям нерастворимого остатка неравномерно. Количество элемента в аксессуарных минералах – доломите, магнезите, ангидрите, кварце – составляет 0,001–0,003 %, что соответствует содержанию бора (0,0001–0,0030 %) в нормальных морских гипсах.

Низким содержанием бора (0,001 %) характеризуется гидрослюдистый минерал, отобранный из фракции нерастворимого остатка ( $>0,25$  мм). Комплекс исследований с использованием рентгеновского, термического и электронно–микроскопического методов позволил определить этот минерал как гидромусковит. Однако в глинистой части нерастворимого остатка ( $<0,005$  мм) концентрация бора резко возрастает до 0,09–0,1 %. Состав этой тонкой фракции преимущественно гидрослюдистый типа диоктаэдрической слюды иллита. Г. Хардер /1965/ отмечает, что в тончайших фракциях бор в значительной степени связан с диоктаэдрической слюдой, обладающей высокой адсорбционной способностью, монтмориллонитовые же или хлоритовые глины обычно содержат бора меньше.

Сорбция бора из рапы глинистым материалом усиливается в отсутствие сульфат–ионов и значениях  $pH < 7$ . Именно такими условиями характеризуется среда хлоридного минералообразования /Крамбейн, Гаррелс, 1960/. В связи с этим бор не получает возможности накапливаться в растворе и затем выделить–ся в твердую фазу в виде боратов. В среднеазиатском калиеносном бассейне, который относится к хлоридному типу, борная минерализация связана лишь с подстилающей ангидритовой толщей.

В хлоридных солях калие– и магниеносных структур и площадей Северо–Прикаспийского нижнепермского соленосного бассейна сульфатно–хлоридного типа с выявленной борной минерализацией концентрация бора также крайне незначительна (0,001–0,009 %) при условии небольшого (менее 1 %) содержания в солях посторонних примесей. С большей детальностью распределение бора можно рассмотреть на примере хорошо изученного Эльтонского месторождения

калийных солей. Здесь борная минерализация имеет место, хотя больших скопленений она не образует. В процессе геолого-разведочных работ на калий некоторыми скважинами в калийных и калийно-магниевого пластах вскрыты различные образования (вкрапленность, желваки, гнезда и т.п.) боратов борацил-хильгардитового, улеситового и гидроборацилтового состава /Свидзинский, 1974/.

При петрографическом исследовании солей месторождения обнаружены включения сульфоборита и ашарита, иногда гидроборацила в карналлит-кизеритовых, кизерит-карналлитовых, бишофит-кизеритовых и кизерит-бишофитовых породах.

В присутствии в пробах солей водно-нерастворимого остатка, сульфата кальция или кизерита (более 1-2 %) концентрация бора в хлоридах резко возрастает - до 0,012-0,100 %, иногда до 0,130-0,200 %. Более высокие содержания бора (0,237-1,830 %) зафиксированы в кизеритсодержащих карналлитовых и бишофитовых породах, что обусловлено присутствием в них борных минералов. Максимальное количество бора (2,3 %) отмечено в карналлитовой породе одного из разрезов Северного участка. Весьма низкое содержание в ней брома (0,02-0,09 %) свидетельствует о вторичном ее образовании. Вероятно, повышенная концентрация бора здесь является результатом наложенных процессов.

Преимущественно бор сосредоточен в водно-нерастворимой части соляных пород. Минералогические исследования показали, что нерастворимый остаток солей Эльтонского месторождения имеет в основном сульфатный состав, в меньшей степени развиты карбонатные минералы - кальцит, доломит, а также кварц; глинистый минерал практически отсутствует.

По данным количественного определения элемента в ашаритсодержащей пробе содержится 33 %  $B_2O_3$ . Более 0,1 % бора выявлено в ангидритовых монофракциях, выделенных из карналлитовой и бишофитовой пород. Аутигенный ангидрит каменной соли содержит 0,0115-0,0520 % бора, а в кристалликах гипса-селенита обнаружено 0,0012 % бора. Роль примеси кварца и гидрослюда с размерностью частиц более 0,1 мм в накоплении бора невелика; установлено, что в этих минералах количество элемента составляет 0,0001-0,003 %.

Форма вхождения бора в сульфаты и карбонаты вызывает интерес многих исследователей. Некоторые авторы /Головко, 1960; Иванов, 1973/ считают, что микроэлемент изоморфно входит в решетку минералов в виде иона  $BO_3^{3-}$  (2,68 Å), замещая ионы  $SO_4^{2-}$  (2,95 Å) и  $CO_3^{2-}$  (2,57 Å). О возможности соосаждения бора с сульфатами и карбонатами свидетельствуют экспериментальные исследования, проведенные В.И. Хэмом с сотрудниками /Ham et al., 1961/ и Т.В. Галаховской /1964/. Присутствие бора в изученных нами аутигенных минералах соляных пород может быть связано с включениями жидкой фазы, а также с глинистой примесью, роль которых в накоплении бора положительно оценивают Х.Хардер /1965/ и Ф. Хайде /1965/. Указанные спутники хорошо просматриваются при микроскопическом исследовании.

Из приведенного выше материала видно, что характерной особенностью распределения бора в соляных отложениях Эльтонского месторождения является парагенезис повышенных концентраций бора и борной минерализации преимущественно с кизеритсодержащими карналлитовыми и бишофитовыми породами; чистые калийные и магниевого хлориды, кристаллизовавшиеся из высококонцент-

рированных рассолов, сильно обеднены бором. Действительно, экспериментальные данные /Валяшко, Спирагина, 1953; Жеребцова, Волкова, 1966/ и наблюдения над минерализованными водами /Бойко, 1973/ свидетельствуют о том, что в сильвиновую, карналлитовую и бишофитовую (эвтоническую) стадии садки солей бор практически полностью остается в жидкой фазе; его концентрация в рассоле составляет 0,02–0,07 %. При дальнейшем испарении эвтонического рассола концентрация бора в нем увеличивается в 3 раза по сравнению с исходным /Валяшко и др., 1969/ и, таким образом, может достичь 0,20 %. Бор удерживается в растворе благодаря избытку в нем хлоридов магния и частично кальция /Валяшко, 1953/. Несмотря на высокое содержание бора в эвтоническом рассоле, выпадения его в осадок с хлоридами не наблюдается, так как необходима концентрация бора в растворе 0,25–0,40 % /Валяшко, Спирагина, 1953/. Связь борной минерализации с кизеритсодержащими калийными и магниевыми породами свидетельствует о важной и необходимой роли сульфат-иона в качестве осадителя бора. Экспериментальными исследованиями /Николаев, 1947/ было установлено, что бораты осаждаются вместе с солями калия и магния при условии, если в эвтоническом растворе наблюдается шестикомпонентная система  $K, Mg, Na \parallel SO_4, Cl, B_2O_3$ .

Процесс кристаллизации сульфата магния в виде кизерита и гексагидрита, как показали работы Я.Г. Вант-Гоффа, Н.С. Курнакова и В.И. Николаева, может протекать вместе с образованием карналлита и бишофита. На Эльтонском калийном месторождении, по данным микроскопических исследований, кристаллы и агрегаты борных минералов (ашарита, гидроборацита, калиборита и др.) пронизывают зерна и карналлита, и бишофита, и кизерита. Можно предположить их одновременное формирование в эвтоническую стадию садки солей.

Таким образом, очевидна важная роль сульфат-иона в качестве осадителя бора. По-видимому, отсутствие глинистого материала в рапе как адсорбента также является благоприятным условием для накопления бора в рассоле и последующего перехода его в твердую фазу в виде боратов. Тесная связь с кизеритом может служить поисковым критерием борных руд.

### Список литературы

- Б о й к о Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. – М.: Наука, 1973. – 184 с.
- В а л я ш к о М. Г. Некоторые черты геохимии бора // Химия боратов. – Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1953. – С. 77–82.
- В а л я ш к о М. Г. Геохимия галогенеза // Труды ученых Геологического факультета МГУ. – М., 1961. – С. 211–221.
- В а л я ш к о М. Г., Ж е р е б ц о в а И. К., Л а в р о в а А. И. Поведение некоторых микроэлементов в эвтоническую стадию сгущения морской воды // Геохимия. – 1969. – № 5. – С. 614–619.
- В а л я ш к о М. Г., С п и р я г и н а А. И. Экспериментальные исследования генезиса боратов // Труды IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. – М.: Изд-во АН СССР. – 1953. – Вып. 11. – С. 137–156.

- В а н т - Г о ф ф Я. Г. Океанические соляные отложения. - М.; Л.: Химтеоретиздат, 1936. - 344 с.
- Г а л а х о в с к а я Т. В. Распределение бора в процессе испарения морской воды и при метаморфизации морской воды и продуктов ее сгущения // Тр. ВНИИГ. - 1964. - Вып. 45. - С. 249-277.
- Г е о х и м и я и генезис рассолов Иркутского амфитеатра / Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. и др. - М.: Наука, 1965. - 159 с.
- Г о л о в к о А. Н. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хованских отложений Подмосковья // Докл. АН СССР.- 1960. - Т. 130, № 4. - С. 1123-1125.
- Г о р б о в А. Ф. Геохимия бора. - Л.: Недра, 1976. - 207 с.
- Ж е р е б ц о в а И. К., В о л к о в а Н. Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера // Геохимия. - 1966. - № 7. - С. 818-832.
- И в а н о в А. М. Геохимия гипергенного бора и поисковые признаки на бораты. - Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1973. - 417 с.
- И ш н и я з о в Д., П а р п и е в Н. А. К условиям образования акцессорных минералов бора в хемогенной толще верхней кры Узбекистана // Узб. геол. журн. АН УзССР. - Ташкент. - 1963. - С. 62-68.
- К а р а с и к М. А., Б о б р о в В. П., Г о н ч а р о в Ю. И., В а н и н а М. В. К геохимии бора в галогенных толщах // Литология и полез. ископаемые. - 1964. - № 6. - С. 56-61.
- К о р е н е в с к и й С. М., Б о б р о в В. П., С у п р о н ю к К. С., Х р у щ е в Д. П. Галогенные формации Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. - М.: Недра, 1968. - 240 с.
- К о р о б о в С. С., М а л и н к о С. В., С е д л е ц к и й В. И. Новые данные о борной минерализации в ангидритовой толще Средней Азии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. - 1965. - Вып. 6. - С. 101-103.
- К р а м б е й н В. К., Г а р р е л с Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от рН и окислительно-восстановительных потенциалов // Термодинамика геохимических процессов. - М.: Иностран. лит., 1960. - С. 238-249.
- М о р а ч е в с к и й Ю. В. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений // Тр. ВНИИГ. - 1939. - Вып. 17. - С. 88.
- Н и к о л а е в А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. - М.: Изд-во АН СССР, 1947. - 240 с.
- О б о р и н А. А., З а л к и н д И. Э. К геохимии бора в гипергенных процессах // Геохимия. - 1964. - № 2. - С. 120-127.
- П а в л ю ч е н к о М. М., А к у л о в и ч В. М., Д у б о в и к К. В., Б у л ы г о Н. Н. Микроэлементы (бор, марганец, стронций, цинк) в солях Старобинского месторождения и их количественные спектральные определения // Сб. научных работ Института химии АН СССР. - Минск: Изд-во АН БССР. - 1958. - № 6. - С. 453-455.
- С в и д з и н с к и й С. А. Находки акцессорных боратов в разрезе Эльтонской структуры // Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горно-химического сырья. - М.: Недра, 1974. - С. 156-158.

- Х а й д е Ф. О региональном и вертикальном распределении минералов бора в соляных месторождениях цехштейна циклов Стасофурт, Лейне, Аллер в Средней и Северной Германии // Проблемы геохимии. - М.: Наука, 1965. - С. 673-684.
- Х а р д е р Г. Геохимия бора. - М.: Недра, 1965. - 135 с.
- Я р ж е м с к и й Я. Я. К вопросу о возможности отложения боратов из эвтонической рапы в солеродных бассейнах морского типа // Сов. геология.- 1968. - № 2. - С. 15-24.
- Н а м W.E., М а n k i n С.J. e t. a l. Borate minerals in permian gypsum of West-Central Oklahoma // Geol. Surv. Bull. - 1961. - Vol. 92. - P. 961-969.

УДК 549.451.1:553.632

Ю. А. Т р е т ь я к о в

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СИНЕГО ГАЛИТА В КАЛИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В калийных месторождениях независимо от их возраста и условий залегания встречается галит различных оттенков синего цвета. Имеется обширная литература по его минералогии, но отсутствуют сведения о распределении синей соли в соленосных толщах. Поэтому нами изучались закономерности распространения синего галита на примере Верхнекамского месторождения.

Синяя окраска галита пространственно и генетически связана с присутствием калийсодержащих минералов /Пустыльников, 1975; Аполлонов, Кошуг, 1986/. Максимальное скопление синей соли наблюдается в сильвинитовой красной, полосчатой и пестрой породе. В карналлитовых отложениях она встречается редко. Синего галита практически нет в отложениях подстилающей и покровной каменной соли, а также в межпластовой каменной соли калиеносных пластов. Он отсутствует и в каменной соли зон разубоживания осадочного происхождения.

Выделено два генетических типа галита синего цвета: синседиментационный (первичный) и диагенетический (вторичный). Они отличаются также морфологией кристаллов и масштабом распространения в пространстве. Первый из них является породообразующим минералом.

В структурном отношении он представлен зернистым и мелкоблочным галитом седиментационного происхождения /Дубинина, 1954; Вахрамеева, 1976/. Зернистый и мелкоблочный галит с размерами зерен соответственно 2-5 и 5-10 мм, отличаясь друг от друга величиной и формой кристаллов, имеют близкую структуру. Внутренняя часть кристаллов зонально-кристаллическая или содержит микровключения перистого галита, а внешняя сложена бесструктурным прозрачным галитом, который на контакте с сильвином приобретает синюю окраску. Характерно, что перистый галит как в форме микроворостков, так и в виде самостоятельных сезонных прослоев в синий цвет не окрашивается.

Первичный синий галит сосредоточен в пластах сильвинитовой породы. Он залегает в стратиграфически выдержанных прослоях (слоях) мощностью от I до IO см. Его скопления образуют: а) мономинеральные галитовые прослои; б) густую вкрапленность в сильвинитовом прослое; в) в белой разновидности пестрого сильвинита /Морозов, Третьяков, 1986/ калийный сезонный прослой сложен мелкоблочным синим галитом в парагенезисе с кристаллами молочно-белого сильвина.

Выделенные три слоевые разновидности синего галита типичны также для других регионов соленакпления: а - Старобинское и калийные месторождения Южного Предуралья; б - Предкарпатье, калийные месторождения Южного Предуралья, германский цехштейн; в - повсюду, где развиты пестрые сильвиниты.

В карналлитовой породе синий галит первого типа распространен незначительно. Окрашенный галит приурочен к светлым разновидностям карналлита, и по стратиграфическому разрезу отмечается только в нижних пластах карналлитового горизонта. Единственный маркирующий прослой зернистой каменной соли с редкой прерывистой вкрапленностью синих зерен находится в середине шестого слоя пласта В. На участках, где в карналлитовой породе имеется примесь сильвина, зернистый галит на контакте с КС1 окрашен в синий цвет. Длина таких слоевых линз синего галита достигает нескольких метров. Они тяготеют к первому слою пласта Б и пятому слою пласта В, отражая обстановку совместной кристаллизации карналлита и сильвина /Дубинина, 1954/.

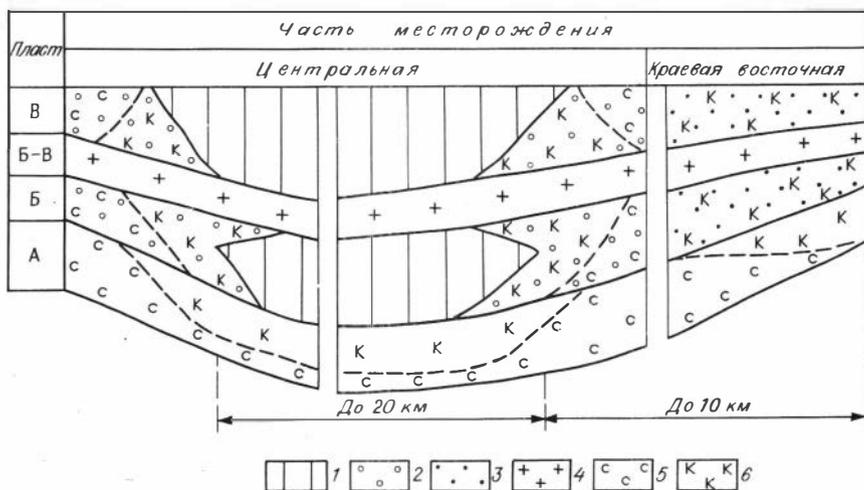
Калиеносные отложения Верхней Камы сохранили свой седиментационный облик и поэтому перекристаллизованный галит распространен слабо. На других месторождениях (Артёмовское, Илецкое, а также Каталонский соляной бассейн Испании) имеются многометровые слои прозрачной перекристаллизованной каменной соли, которая вблизи калийных пород имеет пятнистую слабо синюю окраску.

На Верхней Каме второй тип окрашенного галита имеет блочную структуру, часто образует друзы и идеальные монокристаллы кубического облика. Его скопления в форме гнезд, линз приурочены к разрывным нарушениям и деформированным участкам пластов, в том числе и к зонам разубоживания постседиментационного генезиса. Разновидность каменной соли второго типа - волокнистый синий галит, развитый по трещинам в соляных и глинисто-соляных породах. В пласте маркирующей ангидритоглинистой породы, залегающей в 20 м ниже кровли подстилающей каменной соли, имеются трещины, заполненные волокнистым галитом светло-синего цвета. По данным А.А. Иванова, синий волокнистый галит в трещинах встречен также в отложениях переходной толщи Старобинского месторождения. Галит второго типа в парагенезисе со вторичным сильвином или карналлитом кристаллизовался из остаточных маточных растворов, которые мигрировали по трещинам. Пространственно он может встречаться во всех соляных отложениях.

В разрезе калийных пластов количество прослоев с синей каменной солью непостоянное. Их количество уменьшается по мере приближения к краевой части месторождения. Так, в центре калийной залежи в пластах А и Б сильвинитового состава количество прослоев окрашенного галита составляет соответственно 18-19 и 5-6, а на восточной периферии залежи - 5-6 и 0-2. Регионально выдержанные прослойки синего галита приурочены в основном к нижней

части рассматриваемых пластов. Уменьшение количества прослоев синего галита наблюдается также на участках перехода сильвинита в карналлит. Поэтому карналлитовое тело подстилается снизу и оконтуривается по краям оторочкой (зоной) сильвинита с редкими прослоями синей каменной соли. Мощность оторочки из светлого галита под карналлитовым контуром равна примерно 2/3 мощности пласта А, а ширина ее по краям достигает сотни метров (см. рисунок).

Детальное исследование перехода сильвинита в карналлит показало, что по простиранию пласта А смена окраски зернистого галита в полосчатом сильвините наступает за 30–100 м до границы. Первыми обесцвечиваются прослои зернистого галита верхней половины пласта. В пределах годовой пачки сначала исчезает синее окрашивание в прослое зернистого галита, начиная от его кровли к почве. Затем меняется окраска зернистого галита в сильвинитовом прослое. В отложениях пестрого сильвинита смена окраски зернистого галита начинается за 20–30 м до границы. В пласте Б первыми изменяют синюю окраску на светлую два прослоя зернистого галита, залегающие в верхней глинистой половине пласта. В пласте В сначала обесцвечивается галит из прослоев, расположенных в нижней части пласта. Изменение синей окраски галита сопровождается уменьшением в прослоях галита количества тонкой вкрапленности сильвина красного цвета. Вместо сильвина, который располагается в форме микропласта, присутствует просечка бурого или красноватого цвета. Также изменяется и крупность кристаллов галита, которая уменьшается с 4–2 до 1–0,5 мм. В тех прослоях, где примесь сильвина сохраняется до контакта, синий цвет галита исчезает только за 1–2 м до границы пе-



Принципиальная схема распространения галита синего цвета в калийных отложениях Верхнекамского месторождения.

1 – карналлитовая порода; 2 и 3 – соответственно белая и бурая разновидности пестрого сильвинита; 4 – каменная соль; 5 и 6 – соответственно зоны обогащения и обеднения породы синим галитом первого типа.

рехода. Следовательно, в серии прослоев первыми меняют синюю окраску зернистого галита прослой с незначительной вкрапленностью сильвина и с повышенным содержанием глинистого материала.

Синяя окраска галита имеет радиационное происхождение /Пшибрам, 1958/. Неравномерное распределение синей каменной соли первого типа в калийсодержащих породах коррелируется с неравномерным содержанием в них примесей, одни из которых ослабляют, а другие усиливают процесс окрашивания. На данной стадии изученности выявлены следующие примеси, тормозящие окрашивание зернистого и мелкоблочного галита: газовой-жидкие включения, красящее вещество калийсодержащих минералов и галопелитовое вещество. Газовой-жидкие включения в большом количестве сосредоточены в перистом галите. Присутствие раствора препятствует окрашиванию, так как вода окисляет нейтральный натрий в бесцветную гидроокись /Пшибрам, 1958/. Красный пигмент и галопелитовое вещество широко распространены в породах краевых фаций калийных солей /Морозов, Третьяков, 1986/. Галопелиты и особенно красящее вещество обогащены окисными соединениями железа. Последние значительно поглощают радиационное излучение /Пруткина, Шашкин, 1975/, препятствуя возникновению синей окраски. В результате синий галит доминирует в светлых свободных от красящего вещества разновидностях сильвинитовой и карналитовой породы. Кроме Верхней Камы эта зависимость отчетливо прослеживается на Старобинском и Прикарпатских месторождениях, характеризующихся повышенным содержанием терригенного материала и одновременно неравномерным его распределением в плане калийной залежи. Слабое развитие синего окрашивания в светлых малоглинистых сильвинитах Непского, Карлюкского и Калушского месторождений обусловлено значительным скоплением в незональных галитовых зернах газовой-жидких включений.

К примеси, способствующей синему окрашиванию, относится изоморфное включение брома в зернистом галите. Мелкоблочный и особенно зернистый галит синего цвета содержит брома больше, чем светлая его разновидность /Шлеймович, 1976/. В кристаллической решетке галита изоморфный бром занимает место хлора. Бром менее прочно, чем хлор, связан с натрием. При радиоактивном облучении щелочно-галоидного кристалла бром легче, чем хлор, освобождается от иона натрия, который, трансформируясь в нейтральный атом, создает синюю окраску. В результате при прочих равных условиях чем выше содержание в галите брома, тем больше выход металлического натрия и, следовательно, интенсивней синее окрашивание. Также наблюдается прямая корреляционная связь содержания в сильвине микровключений пирита и сероводорода /Вахрамеева, 1964/ с количеством синего галита в сильвинитовой породе. Парагенезис пирита, сероводорода и синей окраски галита свидетельствует, что восстановительные условия среды способствуют процессу синего окрашивания каменной соли.

Блочный вторичный галит синего цвета содержит минимальное количество брома и механических примесей. По данным В.А. Вахрамеевой, этот тип галита часто имеет зональную синюю окраску в результате чередования бесцветных и синих полосок. Подобные структуры образуются в процессе роста кристалла и, следовательно, синяя окраска сингенетична кристаллу. Кроме того, отмечается, что окрашенная часть остается изотропной. Поэтому синяя окрас-

ка не связана с деформацией кристаллической решетки. По ее мнению возможна диффузия калия в решетку галита.

По нашим наблюдениям, в рудниках установлено, что роль тектонического фактора в процессе окрашивания соли в основном сводилась к нарушению сплошности пород, созданию ловушек (трещин, полостей, ослабленных зон), в которых при тектогенезе скапливались и позднее раскристаллизовывались остаточные маточные рассолы. Количество прослоев первичного синего галита пространственно не связано с определенными тектоническими структурами и не зависит от степени дислоцированности пластов. Только в единичных случаях для галита в калийном прослое наблюдается более яркая синяя окраска в антиклинальных частях пластовых складок, чем в смежных синклинальных.

С учетом вышеизложенного отсутствие синей окраски в зернистом галите карналлитовых отложений объясняется следующими причинами, отрицательно влияющими на процесс окрашивания.

В карналлитовой породе седиментационный зернистый галит более низкобромный по сравнению с таковым из сильвинитовой породы. Так, в маркирующем прослое галита шестого слоя пласта В содержание брома в карналлитовой и сильвинитовой породах изменяется в пределах соответственно 0,011–0,031 и 0,016–0,058 %. При этом в пестром сильвините содержание брома в галите и сильвине связано прямопропорциональной зависимостью. В карналлитовой породе эта связь обратная, т.е. чем больше брома в минерале карналлита, тем меньше его в галите. Это согласуется с известным положением в науке, что присутствие в растворе хлорида магния снижает вхождение брома в кристаллическую решетку галита.

В красящем веществе карналлита железа в 6–8 раз больше, чем в сильвине. Форма нахождения также различная. В сильвине присутствие железа связано с механическим захватом при кристаллизации, а в карналлите оно находится в виде изоморфной примеси /Осичкина, Тилляходжаев, 1986/. Как отмечалось ранее, повышенное содержание красящего вещества снижает эффект синего окрашивания. В кристаллах карналлита также отсутствует микровключенный сероводород /Вахрамеева, 1964/, способствующий образованию синей окраски галита.

## Выводы

1. Выделено два генетических типа синего галита: 1) синседиментационный, залегающий в стратиграфически выдержанных прослоях и 2) вторичный, в форме гнезд и линз, приуроченных к тектоническим нарушениям.

2. Первичный синий галит распространен в сильвинитовых породах и практически отсутствует в карналлитовых.

3. При переходе от сильвинита к карналлиту по простиранью пластов смена синей окраски галита на светлую происходит постепенно. Это явление можно использовать при прогнозе границы фаций.

4. Синий цвет каменной соли имеет радиационное происхождение. Окраска не сингенетична галиту и сформировалась в более позднее время, т.е. является наложенной.

5. Интенсивность процесса окрашивания регулируется микропримесями в солях. Одни из них способствуют окрашиванию, другие его тормозят. Примеси-стимуляторы сингенетичны самой каменной соли.

6. Почти полное отсутствие первичного синего галита в карналлитовой породе связано с преобладанием в ней примесей, тормозящих процесс окрашивания.

7. Парагенезис синего галита с наличием микровключенного сероводорода является геологическим критерием прогноза скоплений  $H_2S$  в калийсодержащей породе.

### Список литературы

- Аполлонов В. Н., Кощуг Д. Г. Исследование окраски галита и сильвина калийных месторождений // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. - М.: Наука, 1986. - С. 44-52.
- Вахрамеева В. А. О микровключенном сероводороде в соляных породах Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. - 1964. - Вып. 46. - С. 151-155.
- Вахрамеева В. А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - С. 48-140.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. - 1954. - Вып. 29. - С. 1-128.
- Морозов Л. Н., Третьяков Ю. А. Особенности формирования литофаций в краевых зонах калийных бассейнов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. - М.: Наука, 1986. - С. 121-128.
- Осичкина Р. Г., Тилляходжаев Х. Н. Экспериментальное определение межфазового распределения меди, марганца и железа в водных солевых системах из хлоридов натрия, калия, магния // Геохимия. - 1986. - № 4. - С. 522-528.
- Пруткина М. И., Шашкин В. Л. Справочник по радиометрической разведке и радиометрическому анализу. - М.: Атомиздат, 1975. - С. 43-50.
- Пустыльников А. М. О происхождении синей окраски галита кембрийских соляных отложений Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. - 1975. - № 3. - С. 152-157.
- Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. - М.: Иностран. лит., 1958. - 458 с.
- Шлеймович Р. Э. Бром в соляных породах Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - С. 48-140.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ ЗОН РАЗУБОЖИВАНИЯ  
И ЗАМЕЩЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ  
КАЛИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Зоны разубоживания и замещения (ЗРЗ) продуктивных пластов обнаружены практически на всех калийных месторождениях. Весьма актуальной является проблема их прогнозирования при проведении геолого-разведочных и эксплуатационных работ. Однако общая классификация ЗРЗ, встречающихся на калийных месторождениях, до сих пор отсутствует, что существенно затрудняет решение указанной проблемы. В данной работе разработана такая классификация (см. таблицу). При ее составлении использованы материалы ПО "Уралкалий", "Сильвинит", а также результаты изучения указанных зон, опубликованные в работах В.И. Борисенкова, Б.М. Голубева, В.Н. Дубининой, А.А. Иванова и М.Л. Вороновой, В.З. Кислика, Ю.И. Лупиновича, С.М. Корневского, А.И. Кудряшова, В.Ф. Мягкова, Л.Н. Морозова, А.Л. Протопопова, Б.И. Сапегина, Ю.А. Третьякова, А.Е. Ходькова, С.В. Ходьковой, Ф. Бессерта, Х. Дёнера и К.-Х. Элрета, У. Дица, К. Коха, И.Г. Хольверда и Р.В. Хатчинсона, Д.А. Кейса и И. Райта, К.-О. Линна и С.С. Адамса и др.

Первый тип ЗРЗ – галогенетический или фациальный, который включает один подтип – седиментационно-фациальный. Такие зоны формируются на участках разбавления рапы, насыщенной по хлористому калию. Они представляют собой части краевых "некалийных" фаций, включаемых в общий контур развития калиеносной толщи. Калий в процессе седиментации в таких зонах не отлагался или отлагался в небольших количествах. ЗРЗ данного подтипа имеют крупные и очень крупные размеры, достигающие нескольких, а иногда и десятков километров. Внутреннее строение седиментационно-фациальных ЗРЗ характеризуется наличием типичных постепенных фациальных переходов от пустой породы к калийным. Протяженность таких переходов измеряется десятками и сотнями метров. Например, в пласте цехштейна Стассфурт, развитом в районе Сев. Гарц и Заале-Унструт, карналлитовая порода по мере разубоживания переходит вначале в кизеритовый, затем в кизерит-полигалитовый, далее в лангбейнит-полигалитовый хартзальц и, наконец, в пустую породу замещения (Дёнер, Элерт, 1977). На Верхнекамском месторождении, по данным ПО "Сильвинит", на Соликамском участке, в районе скв. № 8 вокруг крупной зоны замещения наблюдается переходная зона, в которой карналлитовые пласты Б и В сменяются карналлит-сильвинитовыми, переходящими, в свою очередь, в пласты пестрого сильвинита, которые сменяются каменной солью.

Второй тип ЗРЗ – флюидогеодинамический или гидрометаморфический. Формирование зон данного типа связано с проявлением процессов флюидогеодинамике, учение о которых наиболее детально разработано А.Е. Ходьковым /1977, 1985/. Результативная реализация этих процессов начинается на стадии раннего диагенеза и продолжается на катагенетической стадии эпигенеза. Сущность их вкратце заключается в том, что под действием веса накапливаю-

Классификация зон замещения и разубоживания продуктивных пластов калийных

Тип	Подтип	Механизм формирования и поведения калия	Структурная, фациальная, геоморфологическая приуроченность зон
1	2	3	4
Галогенетический фациальный, I	Седиментационно-фациальный	Фациальное замещение калийных пластов в результате осаждения галита в бассейне седиментации в зонах разбавления рапы, насыщенной по хлористому калию	Внутриконтурные участки краевых некалийных фаций; возможно, участки, сопряженные с каналами поступления метаморфизованной воды через ангидритовый вал
	Конседиментационно-фильтрационный, II-1	Замещение сильвина на галит в свежем осадке под воздействием рассолов, выжатых из нижележащих уплотняющихся пачек галитового осадка. Калий вынесен из осадка в рапу	Различные депрессии дна бассейна седиментации
	Катагенетический фильтрационный метасоматический, II-2	Замещение сильвина на галит в сформировавшейся породе под воздействием рассолов, мигрирующих через калийные пласты по тектоническим нарушениям. Калий вынесен во вмещающие породы	Разрывные нарушения, трещины и другие пронизываемые зоны
Флюидогеодинамический гидротектонический, II	Гипергенный инфильтрационный (эрозивно-карстовый), II-3	Подземное растворение и замещение калийных солей галитом под воздействием вод, инфильтрующихся из вышележащих надсоляных горизонтов. Калий растворен и вынесен из калийного пласта	Эрозионные формы рельефа кровли калиеносной толщи
	Конседиментационно-подводно-оползневой, III-1	Сползание одного, реже последовательно нескольких калийных сезонных прослоев, слоев или пластов по склонам поднятий дна бассейна седиментации. Калий перемещен в подводном оползне	Своды и склоны поднятий дна бассейна седиментации
Галокинетический соляно-тектонический, III			

месторождений

Размеры зон и их влияние на эффективность разработки калийной залежи	Стратиграфический диапазон распространения	Особенности строения зон и окружающих пород
5	6	7

Крупные и очень крупные (1х2 км и более). Уменьшают геологические запасы калийных солей

Калийный пласт или серия пластов

Наличие в окружающих породах зон протяженностью до 100 м с типичными для периферии зон замещения фаціальными переходами

Мелкие и средние, редко крупные (от 1х1 до 10х10, иногда 100х100 м). Поскольку встречаются часто, могут значительно разубоживать добываемую руду

Часть пласта, реже серия пластов

В зоне замещения мощность пластов не изменяется, слоистость выражена четко; замещение распространяется снизу вверх с последовательным уменьшением площади; все пласты ниже замещенного также замещены

Средние, редко крупные (от 10х20 до 100х100 м). Разубоживают добываемую руду, требуют выемки пустых пород или приводят к потере запасов

Серия пластов

Зона замещения имеет цилиндрическую или куполовидную форму. В центре зоны - ядро сложного строения. Присутствуют вторичные эпигенетические минералы; вмещающие породы перекристаллизованы

Крупные (до 1х1 км и более). Встречаются обычно в самых верхних пластах. Нарушают монолитность водозащитной толщи

Самый верхний калийный пласт или серия верхних пластов

Характерно наличие следов растворения солей (соляное зеркало) и проявлений минерального карста

Очень мелкие, мелкие и средние (от 0,1х0,1 до 5х5 м, иногда до 20х20 м, редко более). При частом и широком площадном развитии разубоживают продуктивный пласт или приводят к потере запасов

Часть пласта или пласт

Внутри зоны прослои и пласты не прослеживаются; наблюдается некоторое увеличение мощности калийных слоев или пластов вокруг зоны замещения с деформацией оползшей части

1	2	3	4
Галокинетический соляно-тектонический, III	<p>Диагенетический послойного перемещения солей, III-2</p>	<p>Послойное перемещение солей в слое или пласте при интенсивном складкообразовании. Калий перемещен в слое или пласте чаще всего в направлении замков антиклиналей</p>	<p>Крылья антиклиналей и синклиналей III и IV порядка, существовавшие на стадии диагенеза</p>
	<p>Катагенетический перемещения соляных массивов (диапировый), III-3</p>	<p>Гравитационное перемещение соляных массивов при галокинезе (диапиризме). Калий перемещен внутри соляной толщи вместе со вмещающей породой</p>	<p>Зоны интенсивных дислокаций, соляные купола</p>

щихся осадков из постилающих эти осадки и уплотняющихся слоев начинаются выжимание и миграция флюидов через слаболитифицированный осадок на стадии раннего диагенеза или через толщу пород на стадии катагенеза. Пути миграции флюидов служат ослабленные зоны тектонической, фациальной или палеогеоморфологической природы. Мигрирующие флюиды (рассолы, газ, нефть) действуют на вмещающие породы, изменяя их и приводя, в частности, к образованию в калийных пластах зон замещения и разубоживания. В зависимости от того, на какой стадии развития или существования калиеносной толщи проявлялись флюидогеодинамические процессы, выделены три подтипа флюидогеодинамических ЗРЗ.

Первый подтип – конседиментационно-фильтрационный. Такие зоны формировались в результате замещения калийных солей на хлористый натрий в свежем осадке под воздействием рассолов, выжатых из нижележащих уплотняющихся пачек галитового осадка. Калий при этом выносился из осадка обратно в рапу. Условиями, благоприятствующими формированию таких зон, было наличие различного рода депрессий дна бассейна седиментации, куда стекали отжимающиеся рассолы и где они перемешивались с рапой. Конседиментационно-фильтрационные ЗРЗ имеют различные размеры – обычно мелкие и средние, реже крупные от 20х20 м и до 2,5х2,5 км. Характерным их примером является зона замещения, вскрытая горными выработками ПО "Сильвинит" на Соликамском участке, в районе скв. № 124. Здесь на большой площади замещены пласты Кр. III<sup>а, б, в</sup>. Внутри этого контура на участках средних размеров на каменную соль замещен нижний, 7-й слой пласта Кр. II. На данном фоне на локальных участках замещен 5-й слой; еще на более мелких участках – 3-й слой и т.д. вплоть до полного замещения всего пласта Кр. II и вышележащего пласта Кр. I.

Второй подтип флюидогеодинамических ЗРЗ – катагенетический фильтрационно-метасоматический. Образование зон этого подтипа связано с фильтра-

5	6	7
---	---	---

<p>Мелкие, реже средние (до 10x10 м). Разубоживают добываемую руду, особенно при комбайновом методе разработки</p>	<p>Чаще один, иногда два соседних калийных пласта</p>	<p>Выклинивание калийных слоев и слоев, раздувы их мощностей в замках антиклиналей</p>
--	---	--

<p>Различных размеров вплоть до гигантских (соляные купола). Нарушая структуру рудных полей, приводят к усложнению разведочных и эксплуатационных работ</p>	<p>Диапазоны различные</p>	<p>Перемещение, отжатие и смятие калийных слоев, пластов и всей соляной толщи</p>
---	----------------------------	---

цией захороненных рассолов в калийные породы из нижележащих толщ (например, из подстилающей каменной соли) по тектоническим нарушениям, трещинам и другим проницаемым зонам. При миграции указанных рассолов через калиеносную толщу происходит фильтрационно-метасоматическое замещение калийных солей на галит. Вместе с каменной солью замещения в ядрах ЗРЗ этого подтипа нередко встречаются и другие вторичные минералы, не характерные для нормального разреза калийного пласта. Рассматриваемые ЗРЗ имеют средние, реже крупные размеры – от первых десятков до 100x200 м, иногда более, столбцо- или куполообразную форму, причем замещение охватывает серию пластов, а иногда даже весь разрез калиеносной толщи. Внутреннее строение ЗРЗ данного подтипа, развитых в верхнедевонских галогенных формациях Припятского бассейна, подробно описано В.З. Кисликом /1971/. На Верхнекамском месторождении ЗРЗ фильтрационно-метасоматического подтипа встречены, например, на Соликамском участке, между скв. № 122 и 216 и на Дурьманском участке месторождения.

Третий подтип флюидогеодинимических ЗРЗ – гипергенный инфильтрационный или эрозионно-карстовый. Зоны данного подтипа формировались в результате растворения и замещения калийных солей под воздействием вод, инфильтрующихся из вышележащих надсоляных горизонтов. На Верхнекамском месторождении в результате подземного растворения указанными водами самых верхних карналлитовых горизонтов (З, И, К) формировались средние и крупные (до десятков километров по площади) зоны замещения карналлитов каменной солью. Наиболее интенсивное проявление процессов растворения и эрозии приурочено к эрозионным врезам и выступам кровли калиеносной толщи.

Третий тип ЗРЗ – галокинетический или соляно-тектонический. Формирование зон данного типа связано, во-первых, с деформацией и перемещением пластов калийных солей при галокинезе под воздействием гравитационных и тектонических факторов, во-вторых – с физическими свойствами солей. Как и во втором, в третьем типе ЗРЗ выделены три подтипа.

Первый подтип галокинетических ЗРЗ – конседиментационно–подводно–оползневой. Такие зоны формировались в результате оползания одного, реже последовательно нескольких калийных прослоев, слоев или пластов по склонам поднятий дна бассейна седиментации. Размеры и особенности внутреннего строения этих зон обуславливаются крутизной склона и размерами палеоподнятия дна бассейна седиментации. Характерно, что внутри рассматриваемых зон отдельные прослои и слои не прослеживаются; наблюдается некоторое увеличение мощности калийных слоев или пластов вокруг зоны замещения с деформацией сползшей части. Размеры зон данного подтипа от 0,1x0,1 до 5x5 м, иногда 20x20 м, редко более (Верхнекамское месторождение).

Второй подтип галокинетических ЗРЗ – диагенетический послойного перемещения солей. Такие зоны образуются в результате послойного перемещения (гравитационного перетекания) солей внутри пластов под воздействием интенсивного складкообразования. При этом калий перемещается внутри пласта или слоя, как правило, в направлении замков антиклиналей. Размеры таких ЗРЗ обычно мелкие (10x10 м), реже средние; разубоживанием захвачены преимущественно один или два соседних пласта (слоя). Сведения о характере деформаций, свойственных данным зонам, и механизме их образования, полученные при изучении Верхнекамского месторождения, изложены в работах /Голубев, 1972, 1977/, в которых отмечается, что наиболее вероятные места перетекания солей – крылья антиклиналей и синклинали III–IV порядка.

Третий подтип галокинетических ЗРЗ – катагенетический перемещения соляных массивов или диапировый. Данные зоны образуются в результате гравитационного перемещения соляных массивов при галокинезе. Калийные соли перемещаются при этом внутри соляной толщи вместе со вмещающей породой. Пример такой зоны разубоживания, образовавшейся в результате вдавливания в продуктивный пласт массы каменной соли и отжимания в стороны калийных пород, известен в отложениях цехштейна района Верра. Однако на разрабатываемых калийных месторождениях ЗРЗ такого происхождения довольно редки. Но все же деформации и различные нарушения сплошности и перемещения калийных пластов для проявлений галокинеза весьма характерны. Очень ярко и в больших масштабах это наблюдается в ядрах соляных куполов, например Северного Прикаспия, где калийные горизонты, приуроченные к соляным штокам, перемяты и перемещены так, что сопоставление их даже по разрезам соседних скважин очень затруднено.

Подводя итог изложенному выше в отношении типов зон разубоживания и замещения, следует отметить, что методика их прогнозирования при проведении геолого–разведочных и эксплуатационных работ должна учитывать специфические особенности строения и генезиса ЗРЗ каждого типа и подтипа. Лишь такой целенаправленный подход к прогнозу дает возможность достичь повышения эффективности и качества разведки и разработки калийных месторождений. Этому, по мнению автора, и должно способствовать использование в практике указанных работ предложенной классификации зон разубоживания и замещения продуктивных пластов калийных месторождений.

## Список литературы

- Г о л у б е в Б. М. Роль послонного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения // Геология и условия образования месторождений калийных солей. - Л.: ВНИИГ, 1972. - С. 100-111.
- Г о л у б е в Б. М. Особенности внутреннего строения соляной толщи Верхнекамского калийного месторождения // Проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - Т. П. - С. 115-118.
- Д ё н е р Х., Э л е р т К.-Х. Региональные различия в формировании калийного пласта Стассфурт и их генетическое объяснение // Проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - Т. П. - С. 253-263.
- К и с л и к В. З. Постседиментационные изменения в калийных горизонтах Старобинского месторождения // Проблемы прогноза, поисков и разведки горно-химического сырья СССР. - М.: Недра, 1971. - С. 209-218.
- Х о д ь к о в А. Е. Флюидогеодинамика и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ // Проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - С. 171-183.
- Х о д ь к о в А. Е. Роль флюидогеодинамики в познании природы изменчивости состава и структур пород калийных месторождений // Общие проблемы галогенеза. - М.: Наука, 1985. - С. 69-74.

УДК 553.636

В. Г. Ч а й к и н, Ю. В. Б а т а л и н, Е. Ф. С т а н к е в и ч

### РУДНО-ФОРМАЦИОННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СОДЫ

В последнее время при минерагенических исследованиях, особенно в средне-крупномасштабной минерагении, широко применяется формационный анализ рудных (нерудных) месторождений как основа прогнозных построений /Бородаевская и др., 1984/.

Под рудной (минерагенической) формацией, вслед за Р.М. Константиновым /1973/, мы понимаем объективно существующие в природе группы месторождений (проявлений) со взаимосвязанным минеральным составом и геологическими условиями локализации. Изучение геологических и минералогических особенностей формирования и пространственного размещения содового оруденения позволило сгруппировать все месторождения и проявления природной соды в две рудные формации, включающие 11 минеральных типов (см. таблицу)\*. Основными признаками для выделения конкретных рудных формаций и установления их минеральных типов являются геолого-минералогические (морфология

---

\* В настоящей работе рассматриваются месторождения только твердой природной соды.

Формационная классификация месторождений природной соды

	Минеральный тип (МТ) и подтип (МПТ)	Генетическая группа и тип месторождений	Палеотектонические (гесдинамические) обстановки возникновения РФ
1	2	3	4
1.	Троновый МТ; троновый, тропо-галитовый МПТ (Грин-Ривер)	Осадочная, вулканогенно-осадочная; седиментационно-эпигенетический	Краевые бассейны областей растяжения дилатентного типа
2.	Виллиомит-троновый МТ; троновый, тропо-галитовый МПТ (Магади)	То же	Конечные фазы внутриконтинентального рифтогенеза
3.	Ганксит-троновый МТ; тропо-ганксит-галитовый, кальцит-доломит-нортупитовый МПТ (Сирлз)	Вулканогенно-осадочная, седиментационно-диагенетический	Конечные фазы внутриконтинентального рифтогенеза (дилатентный тип)
4.	Троново-натроновый МТ; термонатрит-нахколитовый, кальцит-доломит-гейлжоситовый МПТ (Беупазари)	Вулканогенно-осадочная; седиментационно-эпигенетический	Краевые бассейны областей растяжения дилатентного типа
5.	Натроновый МТ; натроно-галитовый МПТ (Танатар)	Осадочная; седиментационно-диагенетический	Надрифтовые бассейны стабильного стояния плит
6.	Нахколитовый МТ; нахколитовый, кальцит-доломит-шортитовый МПТ (Уинта)	Вулканогенно-осадочная; седиментационно-эпигенетический	Краевые бассейны областей растяжения дилатентного типа
7.	Давсонит-нахколитовый МТ; давсонит-, галит-нахколитовый МПТ (Пайсинес-Крик)	То же	То же
8.	Виллиомит-натроновый МТ; натрит-виллиомитовый, натрит-термонатритовый МПТ (Хибины)	Гидротермальная; пегматитовый	Глубинные разломы трансформного типа внутриконтинентального рифтогенеза, развивающиеся в условиях сжатия

Геологические формации: рудовмещающие (РВ) рудоносные (РН), рудогенерирующие (РГ)			Среднее содержа- ние $\text{Na}_2\text{CO}_3$ в рудах, %	Соотноше- ния глав- ных рудо- образую- щих ком- понентов	Попутные ком- поненты - ос- новные и обыкновенно присутствую- щие (в скоб- ках)
магматичес- кие	вулканогенные	осадочные			
5	6	7	8	9	10
	Вулканогенно- карбонатная РГ	Битуминозно- глинисто-кар- бонатная РВ, га- логенная РН	> 50	$K_1=1:1$	Битум, га- лит (фосфор, уран)
Щелочно-ба- зальтоидная и трахилипа- ритовая РГ	Вулканогенно- кремнистая, карбонатная РГ=РВ	Галогенная РН, песчано-глинис- тая РВ	90	$K_1=1:1,$ $K_5=40:1$	
	Вулканогенно- кремнистая РГ	Галогенная РН	До 25	Рапа $K_2=5:1$ $K_3=1:1$ соль, $K_3=20:1$	Сульфат нат- рия, галит, бор, литий, вольфрам
Гранодиори- товая РГ	Вулканогенно- кремнистая РГ	Битуминозно- глинисто-карбо- натная РВ=РН	До 90	$K_1=10:8$	Бор
		Песчано-гли- нистая РВ, галогенная РН	До 25	Рапа $K_6=1:0,5-$ $-0,6$	Сульфат нат- рия, галит
То же	Вулканогенно- карбонатная РГ	Галогенная РН битуминозно- глинисто-карбо- натная РВ	4-10	$K_4=8:1$	Битум, га- лит (бор)
	То же	То же	10-15	$K_4=4:1$	Битум, га- лит, нефть
Агпайтовых не- фелиновых си- енитов ЩЖК, ще- лочных нефели- новых сиенитов РВ=РГ=РН			1,0-1,5	$K_5=10:1$	Нефелин, апатит (фтор)

1	2	3	4
9.	Давсонитовый МТ; давсонитовый, нордстрандит-давсонитовый МПТ (Березово-Ярское, Тячевское)	Осадочная, вулканогенно-осадочная; катагенный. Гидротермальная; телетермальный	Брахантиклинали межгорных трогов, трогов внешней дуги дилатентного типа, развивающихся в условиях растяжения
Ю.	Боксит-давсонитовый МТ; гиббсит-давсонит-каолинитовый, бемит-сидерит-давсонит-каолинитовый МПТ (Заозерное)	Осадочная, катагенный. Гидротермальная, телетермальный	Инверсия внутриконтинентальных рифтов, развивающихся в условиях сжатия
II.	Тунисит-давсонитовый МТ; тунисит-давсонитовый, каолинит-туниситовый, доломит-кальцит-тунисит-давсонитовый, киноварь-тунисит-давсонитовый МПТ (Славянское)	Осадочная, катагенный	Начальные фазы растяжения внутриконтинентального рифтогенеза

П р и м е ч а н и е.  $K_I - Na_2CO_3:NaHCO_3$ ;  $K_2 - Na_2CO_3:B_2O_3$ ;  $K_3 - Na_2CO_3+NaHCO_3:KCl$ ;  $K_4 - NaHCO_3:Al_2O_3$ ;  $K_5 - Na_2CO_3+NaHCO_3:NaF$ ;  $K_6 - NaHCO_3+Na_2CO_3:NaCl$ .  
 I-8 - содовая, 9-II - содоносная рудные формации (РФ).

рудных тел, соотношение главных рудообразующих компонентов, окolorудные изменения, полезные и сопутствующие компоненты, содержание их в руде) и структурно-формационные (рудоносные, рудовмещающие и рудогенерирующие формации\*, палеогеодинамические обстановки возникновения, структурный контроль оруденения) /Баталин и др., 1987/.

В содовой рудной формации наряду с тронной могут присутствовать в подчиненном количестве и другие содовые минералы, обычно образующие рассеянную минерализацию, пласто- или линзообразные залежи во вмещающих породах. Последние представляют собой сложные литолого-фациальные комплексы, сла-

\* Разделение геологических формаций на рудовмещающие, рудоносные, рудогенерирующие даны по М.Б. Бородаевской и др. /1984/.

5	6	7	8	9	10
Андезит-базальтовая	Вулканогенно-терригенная, вулканогенно-карбонатная РВ, глинисто-туффитовая РН	Угленосная лимническая РН, глинисто-песчаная РВ	2,0-4,5	$K_4=1:1$	Уголь
Трахибазальтовая РГ (?)	Карбонатно-терригенная туффитовая РН	Известково-глинисто-песчаная РВ	15-25	$K_4=1:1 - 1,5$	Гибсит (ниобий, тантал, галлий, литий, титан)
То же		Кварцево-каолининовая РН, глинисто-песчаная РВ	До 7-15	$K_4=1:1$	Сфалерит, киноварь

гаемые карбонатно-терригенными (обычно магнезиальными), терригенно-битуминозными (иногда угленосными) и вулканогенно-осадочными породами, объективно отражающими, с одной стороны, сложность, полноту и зрелость процессов континентального содового галогенеза при достижении конечных стадий развития, а с другой - влияние на него континентальных факторов - водно-солевое питание, поступление и преобразование терригенного, вулканогенного и биогенного вещества. Данная формация характерна для краевых бассейнов областей растяжения дилатентного типа и областей развития внутриконтинентального рифтогенеза. По преобладающим минеральным ассоциациям в месторождениях и проявлениях данной формации можно выделить троновый, виллиомит- и ганксит-троновый, тронново-натроновый, натроновый, нахколитовый, давсонит-нахколитовый и виллиомит-натритовый минеральные типы.

Месторождения тронového минерального типа известны в настоящее время только в США (провинция Центральных Скалистых Гор), где они локализованы в дилатентной (межгорной) впадине Грин-Ривер. Формирование галогенной рудоносной формации Грин-Ривер относится к ранне-среднеэоценовому времени. Рудовмещающая формация - битуминозно-глинисто-карбонатная. В основании рудоносной формации находятся глинисто-карбонатные отложения одновозрастных пачек Тимптон и Фонтенил, в кровле - вулканогенно-осадочные отложения пачки Лейни. Рудоносная формация сложена переслаиванием аргилли-

тов, глинистых известняков, битуминозных сланцев, песчаников и туфопесчаников, соляных руд (в их состав входят преимущественно трона, галит, шортит, нортупит). Пластовые залежи троны или троны с галитом (всего более 40 пластов мощностью от сантиметров до 13 м) во впадине Грин-Ривер (шт. Вайоминг) прослежены на площади около 3600 км<sup>2</sup>. Содержание примесей в троне 3–25 %, в наиболее чистых разностях не превышает 3–6 %. При минимальной мощности пластов 1 м запасы троны оцениваются в 67, а троны, залегающей совместно с галитом, – 36 млрд т; современные промышленные запасы – 5–10 млрд т при мощности пластов более 2 м и содержании троны около 90 %.

Месторождения виллиомит-тронового минерального типа приурочены к четвертичным соляным содовым озерам Восточно-Африканской рифтовой системы (Магади, Натрон, Каннингтон и др.). Плейстоценовые рудовмещающие вулканогенно-кремнистая (диатомиты, глины, мергели, пеплы) и вулканогенно-карбонатная (известняки, пеплы, мергели), рудоносная песчано-глинистая формации залегают на базальтах и щелочных трахитах. Эвапоритовые образования представлены в основном линзообразными залежами троны, нахколита, галита, виллиомита, подстилаемых вулканогенно-кремнистыми образованиями. Соленосные отложения пропитаны донными рассолами, содержание карбонатных солей которых соответствует 70–76 % солевого состава. Ориентировочные запасы оцениваются до 200 млн т.

Месторождения ганксит-тронового минерального типа в тектоническом отношении контролируются клавишной системой асимметричных горстов и узких протяженных грабенов, выполненных плиоцен-четвертичными аллювиально-пролювиальными и озерными отложениями. Содоносными являются песчано-глинистые, илестые отложения плейстоцена, выполняющие серию грабенообразных структур очагового типа сбросовой зоны Оуэнс (оз. Сирлз, Чайна, Оуэнс, Сода и др.). Рудоносная формация (верхнемиоценово-нижнеплейстоценовая галогенная) сложена крупными и сложными по минеральному составу соляными линзами, разделенными соляно-глинистыми горизонтами, рудовмещающая (терригенно-карбонатная) – илами, песками с гейлосситом, арагонитом, доломитом. Соляные залежи представлены крупными и сложными по минеральному составу линзами мощностью до 30 м. Соляно-илестые продуктивные горизонты представлены пластами галита, ганксита, троны с прослоями буры, глазерита, сульфогалита и кристаллами гейлоссита, пирсонита, тенардита. К илесто-соляным отложениям приурочены донные межкристальные и иловые рассолы хлоридов, карбонатов и сульфатов натрия, калия. Характерны высокие концентрации бора, лития, вольфрама. Запасы минеральных солей достигают сотен миллионов тонн.

Формирование и размещение месторождений тронно-натронового минерального типа связываются с краевыми бассейнами областей растяжения дилатентного типа тыловой части субдуцирующих плит (Ирано-Анатолийская). Поздневерхнемеловая рудоносная формация Хирка представлена чередованием содовых пластов с кремнистыми битуминозными сланцами, аргиллитами, туффитами и доломитовыми мергелями. Продуктивная содовая зона сложена 17 пластами соды суммарной мощностью 120 м. Максимальная мощность содовых пластов достигает 30 м при содержании содовых минералов около 90 %.

В минерагеническом отношении формация Хирка представляет собой слож-

ный парагенез натрона, пирсонита, нахколита, анальцима, сирлезита, доломита, калиевого полевого шпата и троны. В верхней части разреза присутствуют натриевые смектиты и сепиолиты. Общая площадь распространения содоносных образований достигает 50–60 км<sup>2</sup>. Предварительные запасы соды оцениваются в 235 млн т.

Значительно меньший практический интерес представляют месторождения натронового минерального типа, связанные с интракратонными бассейнами стабильных плит (Западно-Сибирская, Центрально-Азиатская). Наиболее показательны в этом отношении эрозионно-тектонические котловины Западно-Сибирской плиты (озера Малиновое, Танатар, Селитренное и др.). Хемогенно-озерные содовые отложения четвертичной галогенной рудоносной формации представлены илами, песками с прослоями мергелей, поваренной соли, мирабилита, соды, суглинка и супеси. С иловыми отложениями связаны корневые залежи натрона (0,4–3 м). С увеличением минерализации формируются кальцит, доломит, гейлоссит. Сода, галит и мирабилит образуют новосадки мощностью от нескольких до 30 см. Суммарные запасы достигают 10 млн т.

Месторождения нахколитового минерального типа тяготеют к дилатентным впадинам Восточных Скалистых Гор северной части срединного массива Колорадо (Уинта). Рудоносная формация – эоценовая галогенная (пачка Эвакуэйшн-Крик), рудовмещающая – битуминозно-глинисто-карбонатная, представленная песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, битуминозными сланцами, туфопесчаниками. Она отвечает эоценовой формации Грин-Ривер. Рассеянно-вкрапленная минерализация нахколита, шортита, давсонита фиксируется в основном в битуминозных сланцах. Характерно присутствие аутигенных силикатов – анальцима, калиевого полевого шпата, альбита, сирлезита, сепиолита. Суммарные запасы достигают 1 млрд т.

Аналогичное структурно-формационное положение занимают месторождения давсонит-нахколитового минерального типа. Средние содержания рассеянных кристаллов нахколита и давсонита составляют в битуминозных сланцах соответственно 15,5 и 10,7 % при мощности продуктивных зон до 250 м. Нахколит местами образует горизонты (0,2–1,0 м), прослеженные на площади 465 км<sup>2</sup>. По предварительным оценкам запасы давсонита и нахколита достигают соответственно 24,5 и 27,0 млрд т, причем суммарные запасы глинозема в давсоните (8,5 млрд т) намного больше, чем в бокситовых месторождениях США. Глинозем и бикарбонат сравнительно легко извлекаются из битуминозных сланцев, и скопления давсонита рассматриваются как крупные потенциальные источники сырья для производства алюминия и кальцинированной соды.

В настоящее время особое место занимают месторождения натрит-виллиомитового минерального типа (Хибины, Ловозеро), впервые выявленные и оцененные в СССР. Для него характерна широкая гамма водорастворимых натриевых минералов, среди которых доминируют карбонатные и фтористо-фосфатные виды. Эта минерализация образует мощные зоны преимущественно среди вмещающих апатитовые залежи пород и прослеживается на значительную глубину и практически по всей апатитоносной дуге Хибинского массива.

В содоносной рудной формации содовые минералы представлены исключительно давсонитом. Месторождения и проявления залегают преимущественно в терригенно-угленосных и вулканогенно-осадочных, в той или иной степени

карбонатизированных отложениях, что свидетельствует о формировании их на начальных стадиях аридного литогенеза в условиях слабо- и умеренно-минерализованных содовых вод. Режимно-тектоническая и структурно-формационная принадлежность содоносных формаций в целом аналогична таковым содовой формации. Наблюдающиеся особенности в их размещении лишь подтверждают то, что давсонит является более распространенным, более полигенным и более устойчивым содовым минералом, образование и сохранение которого возможно при более широком диапазоне геологических обстановок.

В настоящее время в СССР выявлены и оценены крупные потенциально промышленные скопления содоносной рудной формации. Это Березовоярское, Тячевское давсонитового минерального типа, Славянское, Кондратьевское - тунисит-давсонитового, Заозерное - боксит-давсонитового.

Месторождения давсонитового минерального типа в геодинамическом плане контролируются брахиантиклиналями межгорных трогов и трогов внешних дуг дилатентного типа, развивающихся в условиях регионального растяжения. Образование промышленных скоплений связано с вулканогенно-осадочными и седиментационно-эпигенетическими процессами. В первом случае (закарпатский тип) давсонитоносные породы (песчаники, туфопесчаники, туфы) терригенно-вулканогенной рудовмещающей формации образуют линзовидно-пластовые тела. Мощность зон со сложной минерализацией (при среднем содержании 10-15 %) колеблется от 40 до 100 м. Прогнозные ресурсы достигают 1,0 млрд т. Во втором случае (кузнецкий тип) давсонитоносные породы (аргиллиты, алевролиты) глинисто-песчаной рудовмещающей формации образуют пластовые или линзовидно-пластовые тела (при среднем содержании 5-10 %). Мощность зон со сложной минерализацией колеблется от 20 до 150 м.

Месторождения боксит-давсонитового минерального типа приурочены к крыльям купольных структур рифтовых структур и представлены серией сближенных линз. Содержание давсонита в гибсит-каолининовых рудах колеблется от 10 до 80 % (среднее 20-40 %), в бемит-сидерит-давсонит-каолининовых - 10-35 % (среднее 30 %). Прогнозные ресурсы оцениваются в 70 млн т.

Месторождения тунисит-давсонитового минерального типа (Славянское, Кондратьевское) контролируются соляно-купольными структурами рифтогенных зон инверсионного типа. Продуктивные горизонты с минерализацией пластового и рассеянно-вкрапленного типа приурочены к терригенно-карбонатным кепрокам. Мощность - первые метры. Содержание давсонита достигает 60-70, в среднем 10-20 %. Прогнозные ресурсы оценены в первые десятки миллионов тонн.

Приведенная классификация месторождения природной соды не претендует на полноту и законченность проведенных исследований, отражает современное состояние содовой проблемы и требует соответствующих разработок. В то же время основные положения рудно-формационного анализа позволяют наиболее объективно оценить наблюдаемые явления, не принимая во внимание часто взаимоисключающие интерпретационные построения геолого-генетического характера.

## Список литературы

- Б а т а л и н Ю. В., Ч а й к и н В. Г., С т а н к е в и ч Е. Ф. Систематизация галогенных формаций по вещественному составу, режимно-тектонической и структурно-формационной приуроченности // Тр. ИГиГ СО АН СССР. - 1987. - № 692. - С. 69-85.
- Б о р о д а е в с к а я М. Б., Г о р ж е в с к и й Д. И., К о н с т а н т и н о в М. М. и д р. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов // Сов. геология. - 1984. - № 4. - С. 3-12.
- К о н с т а н т и н о в Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. - М.: Наука, 1973. - 127 с.

УДК 553.632.07.003.1(511.53)

Ю.В. Б а т а л и н, Р.Р. Т у м а н о в,  
А.К. В и ш н я к о в, Б.С. Р е м о р о в

### ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ НЕПСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИЛЬВИНИТОВ

Ключевым моментом освоения Непского месторождения сильвинитов является выбор способа добычи, который должен обеспечить максимальную рентабельность производства при минимальных экологических потерях. При прочих равных географо-экономических условиях определяющим фактором для принятия альтернативного решения служат горно-геологические условия вскрытия и разработки месторождения: глубина залеганий полезного ископаемого, внутреннее строение, минеральный состав, мощность и условия залегания продуктивной толщи, физико-механические и физико-химические свойства пород продуктивной и вмещающей толщ, их газоносность и гидрогеологическая обстановка вскрытия и разработки месторождения.

По результатам предварительной разведки, проведенной ПГО "Иркутск-геология", в продуктивную толщу Непского месторождения включаются два нижних калийных горизонта  $K_1$  и  $K_2$  из шести, слагающих калиеносную толщу газежской пачки ангарской свиты раннекембрийского возраста.

Согласно требованиям кондиций, составленных во ВНИИГе применительно к подземному способу добычи, продуктивная толща месторождения средней мощностью 18,7 м залегает на глубинах 795-943 м. При бортовом содержании хлористого калия 25 % из состава горизонтов  $K_1$  и  $K_2$  в качестве промышленных выделяются два пласта сильвинитов с пропластками галитовой породы  $S_1$  и  $S_2$  средней мощностью соответственно 2,94 и 12,05 м, разделенные межпластовой перемычкой средней мощностью 3,7 м, в состав которой включаются галитовая пачка  $\Gamma_{1-2}$  и некондиционные сильвиниты нижней части горизонта  $K_2$ .

Применительно к геотехнологическому способу добычи продуктивная толща

средней мощностью 15,8 м может быть представлена только пластом  $S_1$  или объединенным пластом  $S_{1+2}$  с внутрипластовым прослоем каменной соли  $\Gamma_{1-2}$ . В соответствии с разработанными во ВНИИгеолнеруде подсчетными параметрами минимальная мощность промышленного пласта составляет 10 м при мощности прослоя каменной соли не свыше 2 м.

Слагающие продуктивную толщу сильвиниты с прослоями каменной соли залегают субгоризонтально с общим падением от плосковершинных брахиантиклинальных поднятий, расположенных по периферии разведанной площади, к Таловскому прогибу, пересекающему центральную часть месторождения в северо-восточном направлении. Наклон пластов не превышает  $5^\circ$ .

Разрывные нарушения в продуктивной толще прямыми методами геологического исследования недр не установлены. Однако по геофизическим данным в контуре месторождения выделяются разломы фундамента и выявлены интерпретируемые как приразломные зоны трещиноватости две линейные зоны интерференции сейсмических волн от отражающих поверхностей булайской и ангарской свит нижнего кембрия. В плане эти зоны совпадают с отображающими неотектонические подвижки геоморфологическими аномалиями – участками повышенной плотности линеаментов, выявленных при анализе топокарт. К зонам совпадения геофизических и геоморфологических аномалий приурочены также обогащенные магнетитом и сульфидами "черные соли", рассматриваемые как проявления гидротермальной деятельности, и трубки взрыва, одна из которых выходит на дневную поверхность, а вторая (слепая) предполагается по геофизическим данным.

Приведенный набор косвенных признаков однозначно указывает на то, что продуктивная толща Непского месторождения была подвержена разрывным нарушениям, которые могут рассматриваться как потенциальные пути поступления подземных вод в горные выработки. Одним из оснований для таких опасений служит авария на третьем Березниковском руднике, где катастрофический прорыв вод произошел на пересечении предполагаемых по геофизическим данным разломов, сопровождаемых зоной аномальной плотности линеаментов на дневной поверхности.

Физико-механические свойства сильвинитов Непского месторождения довольно благоприятны для разработки: максимальное сдвигающее усилие 126–230 МПа, угол внутреннего трения  $47\text{--}53^\circ$ , предел прочности на сжатие 22,9–26,7 МПа, на растяжение – от 0,8 до 1,7 МПа. В кровлях пластов залегают некондиционные по содержанию хлористого калия сильвиниты или несколько более прочная каменная соль.

Сильвиниты продуктивной толщи насыщены газовыми микровключениями, которые содержат метан, углеводороды, водород, азот, углекислоту в количестве 1,0–4,6 см<sup>3</sup>/кг. Месторождение характеризуется наличием и свободных газов, в составе которых преобладают метан, тяжелые углеводороды, водород. В западной части разведанной площади отмечались выбросы газа в процессе бурения скважин (скв. I20а, I38, I39 и др.). В целом по условиям газоносности Непское месторождение сильвинитов сопоставимо с Верхнекамским, где горные работы неоднократно сопровождались крупными газово-породными выбросами. Об относительной степени газоопасности можно судить по следующим данным: при разведке Дурьманского участка Верхнекамского месторожде-

ния активные газопроявления имели место в 10 % разведочных скважин, Половодовского - в 14 %, а на Непском месторождении этот показатель составляет 12 %.

Продуктивная толща месторождения по имеющимся материалам безводна и перекрывается водозащитной толщей мощностью 140-235 м, в состав которой входят калийные горизонты от  $K_3$  до  $K_6$ , межгоризонтные галитовые пачки от  $\Gamma_{2-3}$  до  $\Gamma_{5-6}$  и верхняя каменная соль. Над водозащитной толщей последовательно располагаются зона застойного режима сильно минерализованных хлор-натриевых вод, приуроченных к прослоям карбонатных пород в соляных отложениях верхней части ангарских отложений, и зона затрудненного водообмена в доломитах литвинцевской свиты. Выше лежащая верхоленская свита мощностью 260 м служит региональным водоупором, выше которого располагается зона свободного водообмена, включающая водоносные комплексы в терригенных породах илгинской, криволуцкой, чертовской свит.

Из приведенной горно-геологической характеристики видно, что по мощности полезного ископаемого, внутреннему строению продуктивной толщи, углам наклона промышленных пластов, физико-механическим свойствам сильвинитов и вмещающей каменной соли Непское месторождение в равной степени доступно для отработки как подземным, так и геотехнологическим способом. Гидрогеологические условия с точки зрения применения геотехнологического способа представляются вполне благоприятными, а для подземного способа наличие мощных водоносных горизонтов в верхней части разреза является осложняющим проходку стволов, но технически вполне преодолимым препятствием. Промышленные пласты сильвинитов Непского месторождения залегают на неосвоенных отечественными рудниками глубинах. Зарубежный опыт эксплуатации соляных залежей показывает, что эти глубины близки к предельно достижимым для подземного способа добычи вследствие сложности и высокой стоимости мероприятий по борьбе с опасными проявлениями горного давления. Для геотехнологического способа добычи, как показывает отечественный и зарубежный опыт, эксплуатация соляных залежей вполне осуществима на глубинах, более чем в 2 раза превышающих глубину залегания сильвинитов Непского месторождения. По условиям газоносности последнее относится к объектам повышенной опасности для ведения горных работ, при осуществлении которых необходимы специальные мероприятия по предотвращению газово-породных выбросов. При геотехнологическом же способе добычи газовый фактор не играет существенной роли. Для оценки горно-геологических условий Непского месторождения особое значение имеют участки возможно повышенной трещиноватости пород в зонах интерференции сейсмических волн, сопровождаемых геоморфологическими аномалиями. Если для геотехнологического способа добычи зоны повышенной трещиноватости не представляют большой сложности, то для подземного они являются источником повышенной опасности. В оптимистическом предположении, что в зонах интерференции разрывные нарушения залечены, месторождение может быть освоено одним крупным рудником, как это предусмотрено в составленном во ВНИИГе технико-экономическом обосновании детальной разведки. В качестве меры безопасности при шахтном способе добычи ВНИИГом предлагается оставление вдоль таких зон охранных целиков, при пересечении которых необходимо сплошное крепление стенок штреков. При более

осторожном предположении, что часть разрывных нарушений может служить путями миграции подземных вод, пересечение зон интерференции горными выработками исключается. При этом площадь месторождения разбивается предохранительными целиками на три обособленных шахтных поля, на каждом из которых потребуется строительство отдельного рудника, как это было предусмотрено в технико-экономических расчетах, проведенных во ВНИИгеолнеруде.

Приведенный анализ горно-геологических условий Непского месторождения показывает, что они по всем показателям благоприятны для разработки сильвинитов геотехнологическим способом, а подземная добыча потребует осуществления ряда мероприятий для предупреждения опасного влияния горного давления, газопроявлений и для исключения прорыва в рудник подземных вод. Ответом на вопрос, достаточна ли предпочтительность горно-геологических условий для геотехнологического способа добычи, является нижеприведенное повариантное сравнение экономических и экологических показателей.

По традиционным технологическим схемам, подробно разработанным ВНИИГом, товарным продуктом переработки сильвинитов служит 95%-ный обеспыленный хлористый калий по цене 35,5 руб./т на внутреннем и 40,0 руб./т на внешнем рынке. По технологической схеме "подземная добыча - флотационная переработка сильвинитов" на 1 расчетную тонну  $K_2O$  приходится 1,68 т товарной продукции - обеспыленного хлористого калия с влажностью 1 % и 3,6 т отходов, в том числе 3,36 т мелкозернистой загрязненной аминами поваренной соли и 0,25 т маточника, насыщенного  $NaCl$ ,  $KCl$  и  $MgCl_2$ . В этом варианте мощность Непского калийного завода определяется только потребностями в  $K_2O$  и ограничивается значениями 1,0-3,2 млн т (1,7-5,3 млн т хлористого калия). Сопутствующая поваренная соль (как на Верхнекамском и Старобинском месторождениях) направляется в отвал, но при соответствующем увеличении себестоимости продукции может быть полностью возвращена на закладку выработанного пространства. Отходы маточника, суммарный объем которых к концу амортизационного срока достигнет 8,2-26,3 млн  $m^3$ , подлежат сбросу в шламохранилище. Если детальная разведка покажет безопасность ведения горных работ в зонах предполагаемой трещиноватости, то строительство рудника и флотационной фабрики с оптимальной для данного варианта мощностью 4,1 млн т 95%-ного хлористого калия (2,5 млн т  $K_2O$ ) потребует 1,8 млрд руб. капвложений, которые с учетом экономии транспортных затрат окупятся за 22 года при рентабельности к основным фондам 2 %, к себестоимости - 15 %. Если же возникнет необходимость в строительстве трех рудников, то при оптимальной производительности предприятия 5,3 млн т (3,2 млн т  $K_2O$ ) капвложения возрастут до 2,7 млрд руб. и не окупятся в течение столетия.

По технологической схеме "подземное растворение сильвинитов - галургическая переработка рассолов" на 1 т  $K_2O$  приходится 1,68 т товарного хлористого калия и 3,27 т поваренной выварочной соли высшего сорта. В этом варианте мощность Непского калийного завода также ограничивается потребностью в  $K_2O$  и охватывает аналогичный диапазон 1,7-5,3 млн т хлористого калия. Из 3,3-10,5 млн т сопутствующей поваренной соли в пределах сферы влияния Непского калийного завода могут быть реализованы только около 520 тыс т галитовых отходов в качестве технической соли, а 2,8-9,9 млн т должны направляться в отвал. Если же предусмотреть транспортировку сопут-

ствующей продукции в Западно-Сибирский и Казахстанский экономические районы в виде пищевой (295 тыс. т) и технической (625 тыс. т) поваренной соли, ежегодный объем отвалов сократится до 1,8–9,0 млн м<sup>3</sup>. Кроме того, необходимо создание хранилища слабых рассолов емкостью 14 млн м<sup>3</sup>. Строительство рассолопромысла с применением камерной системы подземного растворения сильвинитов и галургической обогатительной фабрики для производства 2,8 млн т товарного хлористого калия (1,7 млн т K<sub>2</sub>O) потребует, по расчетам ВНИИГ, 3,2 млрд руб. капложений и приведет к ежегодным убыткам в 133 млн руб. Переход на более прогрессивную систему сплошного выщелачивания при галургическом переделе рассолов на хлористый калий также не выводит предприятие в разряд рентабельных, хотя по нашим расчетам требуемые капложения сокращаются до 2,8 млрд руб. при увеличении мощности завода до 3,2 млн т K<sub>2</sub>O и снижении убытков до 45 млн руб. в год.

По предложенной ГИХСом технологии "подземное растворение сильвинитов – мембранный электролиз – карбонизация" на 1 расчетную тонну K<sub>2</sub>O может быть получено товарной продукции: 1,5 т поташа (или 2,2 т бикарбоната калия), 4,0 т кальцинированной соды и 3,6 т газообразного хлора. Образующиеся маточные щелока возвращаются в скважины на донасыщение, а 0,12 т газообразного водорода могут быть сожжены (при отсутствии потребителей) без отрицательных экологических последствий. В этом варианте наиболее ценным продуктом является поташ (180,0 руб./т), потребителями которого служат многие отрасли промышленности. Поташ с высоким эффектом мог бы использоваться как бесхлорное калийное удобрение с повышенным содержанием K<sub>2</sub>O (68 % против 54 в сульфате калия). Сам поташ отличается повышенной гигроскопичностью и сильно слеживается при открытой транспортировке. Такого недостатка лишен промежуточный продукт поташного производства – бикарбонат калия, содержащий 47 % K<sub>2</sub>O.

Второй основной продукт нетрадиционной технологии – кальцинированная сода (65 руб./т). Она весьма дефицитна и широко применяется в стекольной (29 % общего потребления), химической (27 %) промышленности, цветной металлургии (14,6 %) и других отраслях народного хозяйства. В настоящее время производство кальцинированной соды в СССР составляет 5,2 млн т и удовлетворяет текущие потребности только на 87 %. Ежегодный импорт в количестве 550 тыс. т на сумму 44,8 млн руб. покрывает около 10 % потребности. В целом среднее потребление кальцинированной соды в СССР 21,2 кг/год на душу населения, в то время как в США этот показатель достигает 29, а в ГДР – 35,9 кг/год. Перспективная потребность на начало будущего столетия при норме потребления 30 кг/год составит 9,3 млн т, а при достижении уровня потребления ГДР – 11,3 млн т. Однако общий объем производства соды по традиционному аммиачному способу не превысит 6,0–6,3 млн т, будучи ограничен отрицательными экологическими последствиями хранения жидких хлоркальциевых отходов, количество которых почти 10 м<sup>3</sup> на 1 т кальцинированной соды. Следовательно, ожидаемый дефицит по соде в 2000 г не менее 3,0 млн т и предельно оценивается в 5 млн т.

И наконец, третий товарный продукт нетрадиционной технологии – газообразный хлор – можно широко использовать при производстве полимеров (перхлоруглеродных и полихлорвиниловых смол), хлорной извести, соляной

кислоты, в лесотехнической и других отраслях народного хозяйства. По производству хлора на душу населения (11,0 кг/год) СССР значительно отстает от США (41,5 кг/год), ФРГ и Канады (соответственно 57,2 и 57,8 кг/год). При недостаточном развитии хлоропотребляющих отраслей промышленности СССР вынужден ежегодно импортировать такие хлорсодержащие продукты, как хлористый аммоний, хлорная известь, смола перхлорвиниловая и полихлорвиниловая, полихлорвиниловый пластификат, общая стоимость поставок которых в 1985 г. составила 73,9 млн руб. Таким образом, при безотходной технологии комплексной переработки сильвинитов мощность Непского содово-калийного завода, лимитированная максимальной потребностью в хлоре и минимальной в калийных удобрениях, определяется в следующих пределах: производство поташа 1,5–1,8 или бикарбоната калия 2,2–2,6 млн т (1,0–1,2 млн т в пересчете на  $K_2O$ ), кальцинированной соды 4,0–4,8 и хлора 3,6–4,3 млн т.

Для строительства рассолопромысла по схеме сплошного подземного растворения и комплексной перерабатывающей фабрики по выпуску 1,5 млн т поташа, 4,0 млн т соды и 3,6 млн т хлора потребуется 4,4 млрд руб. капиталовложений, которые окупятся в 24 года при рентабельности, в 1,5 раза большей, чем в варианте рудник + флотационная фабрика.

Из приведенных технико-экономических показателей вытекает, что при освоении Непского месторождения традиционными путями с производством на его базе преимущественно хлористого калия, месторождение в целом выглядит как рядовой экологически сложный объект, уступающий по многим показателям уже освоенным Верхнекамскому и Старобинскому месторождениям. При этом сфера влияния будет ограничена в основном Восточно-Сибирским и Дальневосточным экономическими районами. При комплексном освоении месторождения на основе весьма прогрессивной технологии оно приобретает всесоюзное значение и может быть ведущим (головным) предприятием планируемого Верхоленского ТПК с выпуском значительной доли союзного производства остродефицитных продуктов химической промышленности. Кроме того, безотходность технологической схемы геотехнологическая добыча + электролитическая переработка сильвинитов должна послужить решающим фактором для определения направления народнохозяйственного использования Непского месторождения.

УДК 553.632(571.5)

А.К. Вишняков, С.Ф. Филиппов,  
В.С. Лозовой, Т.З. Лыгина,  
М.М. Дрешер, С.В. Асафьева, А.С. Михеева

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛЬВИНА  
И МИНЕРАЛОГО-ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА  
СИЛЬВИНИТОВ НЕПСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для прогнозирования возможности применения геотехнологического способа добычи калийных солей необходимы лабораторно-экспериментальные исследования тех свойств, на знании которых строится сама технология добычи. Для калийных солей основными такими геотехнологическими свойствами являются-

ся: кинетика растворения их в воде или рассоле той или иной концентрации; плотность калиеносных пород и слагающих их минералов; петрографические особенности сильвинитов, создающие в камере растворения ту или иную величину удельной поверхности; теплопроводность соляных пород и т.п. Исследования условно возможно подразделить на две стадии: на лабораторные работы по всестороннему изучению керна калийных солей с целью получения необходимых геотехнологических данных и на моделирование в лабораторных условиях некоторых процессов, протекающих в камерах растворения с целью определения тех параметров, которые позволили бы оценить пригодность калийных солей для геотехнологического способа добычи.

Минералого-технологические свойства сильвина и структурно-текстурные особенности слагаемых им пород являются одним из основных критериев оценки качества сильвинитов для геотехнологического способа добычи. Скорость достижения необходимых концентраций рассолов при геотехнологической добыче сильвинитов определяется не только физико-химической природой растворения, но и составом, и структурно-текстурными особенностями растворяющихся пород, определяющими характер взаимодействия растворителя с калиеносной породой, в том числе и возможность избирательного выщелачивания хлористого калия.

Сильвиниты Непского месторождения характеризуются разнокристаллически-зернистой структурой, которая с увеличением процентного содержания или сильвина или галита становится гранобластовой до псевдопорфиробластовой. Детальное изучение шлифов из сильвинитов различных групп показало, что индивидуумы галита начинают образовывать какое-то подобие "скелета" при содержании их в породе где-то начиная с 65 %. При содержании галита в сильвините в пределах 75 % индивидуумы сильвина уже располагаются в кристаллически-зернистой массе галита в виде изолированных агрегатов. Такая структура сильвинитов второй группы (первая группа представлена включениями сильвина в галитовой породе) свидетельствует о том, что не только первая группа, но и вторая непригодны для избирательного выщелачивания хлористого калия в связи с возможностью образования на стенках камер выщелачивания губчатого или сотообразного скелета из кристаллов галита, который будет препятствовать проникновению растворов к отдельным индивидуумам сильвина для их растворения. Подобные исследования проводились ранее для сильвинитов Саскачеванского месторождения в Канаде. Было установлено, что избирательное выщелачивание хлористого калия может быть достигнуто только из сильвинитов, имеющих соприкасающиеся ассоциации кристаллов сильвина. Для Непского месторождения по исследованным образцам данное условие удовлетворяется только для сильвинитов третьей и четвертой групп, содержащих  $KCl$  больше 30-35 %. В сильвинитах, имеющих соприкасающиеся ассоциации галита, извлечение хлористого калия возможно только совместно с хлористым натрием. Продуктивные пласты горизонтов  $K_1$  и  $K_2$  Непского месторождения по результатам секционного опробования представлены переслаиванием сильвинитов различных групп. Поэтому основным способом добычи геотехнологических рассолов на Непском месторождении реальнее всего может быть режим холодного растворения (30 °C) пресной или слабоминерализованной водой с сохранением соотношения  $KCl:NaCl$  в получаемом рассоле таким же, какое оно имеет

место в промышленном пласте. Следует отметить, что данный режим позволяет до некоторой степени повышать извлекаемость КС1 частичным увеличением температуры растворения. Вместе с тем многократное переслаивание сильвинитовых прослоев с различным содержанием хлористого калия и, значит, с различными структурными особенностями допускает также применение циклической схемы разработки, которая осуществлена на Саскачеванском месторождении и была предложена для геотехнологического способа добычи калийных солей Карлюкского месторождения. Данная схема сочетает метод полного растворения прослоев продуктивного пласта с малым, средним и нормальными значениями содержания КС1, с методом избирательного выщелачивания прослоев богатых и очень богатых сильвинитов.

Учитывая преобладание прослоев сильвинитов с высоким содержанием хлористого калия в горизонтах  $K_1$  и  $K_2$ , реально считать, что из них при одном только холодном режиме растворения возможно получить кондиционные по содержанию хлористого калия рассолы, пригодные для последующей переработки.

Наряду со структурно-текстурным строением соляных пород на процессы растворения большее влияние оказывают также их физические свойства. Теоретическая плотность минералов рассчитывается с использованием значений атомных весов слагающих их элементов. Такое значение плотности сильвина составляет  $1,98 \text{ г/см}^3$ . В природных минералах значения плотности колеблются в широких пределах за счет твердых, жидких и газообразных микровключений. Для каждого месторождения существует своя средняя величина преобладающих значений плотности. Такая величина для сильвинов Непского месторождения составляет  $2,0437 \text{ г/см}^3$ . Большие или меньшие ее значения свидетельствуют об увеличении количества тех или иных видов микровключений. Минимальные значения плотности отдельных проб сильвина поэтому могут быть объяснены или их сверхчистотой или наличием микровключений газа (скв. II7a), которые как бы компенсируют обычный набор твердых микровключений. Для решения вопроса о причинах резко повышенных значений плотности проведены приближенно-количественные спектральные анализы. Результаты этих анализов показали, что в образцах сильвинов, характеризующихся увеличением значений плотности, отмечаются повышенные содержания кремния, бария, стронция, а также наличие таких элементов, как железо, медь, марганец; в образцах галита, помимо резкого повышенного содержания кремния, бора, стронция – повышенные значения таких совершенно не характерных для галогенеза элементов, как железо, медь, свинец, марганец, титан, никель, хром. В структурном плане скважины, характеризующиеся как повышенными значениями плотности, так и пониженными, находятся вблизи тех или иных разломов фундамента или их геоморфологических отображений на дневной поверхности и в большинстве разрезов этих скважин отмечаются проявления сульфидной минерализации (так называемые "черные соли").

Вместе с тем повышенная средняя величина преобладающих значений плотности зерен сильвина продуктивных пластов  $K_1$  и  $K_2$  Непского месторождения по сравнению с теоретической, предопределяет и несколько меньшее содержание хлористого калия в зернах сильвина данного месторождения. Это объясняется наличием микровключений, обладающих большей плотностью, чем сильвин: учитывая увеличенное количество хлора при уменьшенном содержании ка-

лия, возможно предположить, что большая часть этих микровключений представлена галитом.

Среди других физических свойств соляных пород, на которых основываются расчеты ряда параметров геотехнологических систем разработок, важное значение имеют: предел прочности, при одноосном сжатии и растяжении, угол внутреннего трения и сцепления, а также значения пластичности и упругости.

Как известно, механические свойства соляных пород зависят от прочности сцепления и от собственных прочностных характеристик слагающих ее отдельных соляных зерен.

Механические свойства отдельных минеральных зерен обычно характеризуются их твердостью, т.е. сопротивлением зерна минералов механическому разрушению. Твердость методом вдавливания определяет суммарную величину как пластических и упругих деформаций минерала, так и его хрупкость. Хрупкость породы обычно выражается пределом прочности образца, в том числе и прочностью на сжатие. Таким образом, определение механических характеристик методом вдавливания позволяет оценить поведение минерала на прочность как бы при одноосном сжатии. Поэтому определение суммарных пластических, упругих и хрупких (прочностных) характеристик соляных минералов позволяет охарактеризовать вместе с ними и породу, которую они слагают, особенно в тех случаях, когда не имеется нужного количества kernового материала с ненарушенной их внутренней монолитностью. Естественно, что прямое сопоставление механических свойств соляных минералов со слагаемой ими породой невозможно. Однако оценить изменчивость механических параметров соляной породы (без учета влияния на породу воздействий тектонического фактора) по простиранию того или иного горизонта вполне допустимо.

Данные по определению значений твердости свидетельствуют о постоянстве механических свойств зерен сильвина в пределах месторождения, хотя горизонты  $K_1$  ( $14 \text{ кг/мм}^2$ ) и  $K_2$  ( $15 \text{ кг/мм}^2$ ) незначительно, но отличаются между собой по показателям. Подобная же закономерность характерна и для зерен галита ( $21$  и  $22 \text{ кг/мм}^2$ ), полученные значения позволяют предположить, что сильвиниты горизонтов  $K_1$  и  $K_2$  будут характеризоваться стабильностью механических свойств в тех участках месторождения, которые не охвачены современными тектоническими подвижками, приводящими к нарушенности межзерновых сцеплений соляных пород.

Процессы растворения сильвина и галита, как известно, сопровождаются поглощением тепла. Однако при растворении сильвинитов, помимо поглощения тепла за счет эндотермического характера растворения сильвинитов, одновременно происходят процессы теплообмена заполняющего полость рассола с массивом калиеносной породы. Поэтому при оценке месторождений калийных солей для геотехнологического способа разработки, когда намечается большая вероятность применения подогретых растворителей (при холодном растворении сильвинитов) или горячих рассолов (при селективном выщелачивании хлористого калия), требуется точно знать, как меняется характеристика теплопроводности соляных пород в зависимости от содержания в них хлористого калия.

Поскольку по разрезу калиеносных горизонтов отмечается переслаивание сильвинитовых прослоев с различным содержанием хлористого калия, а также с прослоями каменной соли, представляется необходимым иметь данные

по теплопроводности всех этих пород. Кроме того, соляные породы на месторождении представлены самыми различными структурными разностями, вплоть до шпатовой, что не позволяет достоверно определить теплопроводность всех переходных разностей калиеносных пород по небольшим образцам, выпиленным из керна. Для того чтобы определить теплопроводность сильвинитов любого состава, определялась теплопроводность отдельно у мономинеральных фракций сильвина (среднее 6,62 Вт/мК), галита (среднее 5,99 Вт/мК) и их сочетаний, соответственно 70 на 30, 50 на 50 и 35 на 65 %. Результаты измерений были сведены в график зависимости изменения теплопроводности от содержания  $KCl$  и  $NaCl$ . Кривая зависимости усредненных значений изменения теплопроводности от преобладания того или иного компонента в сильвините позволяет определять значения теплопроводности для любого по составу сильвинита, сильвин-галитовой и галит-сильвиновой породы Непского месторождения.

Основной процесс геотехнологического способа добычи калийных солей — перевод их в подвижное состояние. Поэтому одним из важнейших параметров является скорость растворения данных солей. Изучение этого параметра для Непского месторождения проводилось как для образцов керна сильвинитов, так и для выделенных мономинеральных зерен сильвина из образцов горизонтов  $K_1$  и  $K_2$ . Последнее было вызвано тем, что отбор монолитных образцов керна сильвинитов был возможен только для единичных скважин, что не позволило охарактеризовать этот параметр для большей части месторождения. Результаты исследования показали, что разброс значений скорости растворения сильвина незначительный (в среднем составляет  $6,723 \cdot 10^{-4}$  г/см<sup>3</sup>·с), за исключением отдельных образцов, характеризующихся повышенной скоростью растворения на целый порядок. Один такой образец сильвина был изучен электрографическим методом. Было выявлено наличие лишь отдельных наиболее интенсивных рефлексов (200 и 220 м) на общем диффузионном фоне рассеяния электронной плотности, что свидетельствует о сильном разупорядочении его кристаллической структуры, т.е. о существовании хаотично расположенных микроблоков кристаллической решетки сильвина, среди которых по отдельным рефлексам просматриваются и микроблоки хлористого натрия. Эти дефекты строения кристаллической решетки образца и приводят к повышенной скорости его растворения. Опубликованные в литературе данные по исследованиям скорости растворения сильвина других месторождений близки к полученным значениям.

Эксперименты по физическому моделированию всегда в основном решали вопросы по влиянию тех или иных факторов на развитие гидродинамических и массообменных режимов, происходящих в камерах растворения, на изучение самого процесса геотехнологической добычи с моделированием его различных режимов и т.п. Вопросы оценки калиеносных пород для данного метода добычи практически не исследовались, за исключением таких, которые влияли бы на процессы массообмена и формирования самого рассола, как, например, влияние строения сильвинитового пласта или влияние структуры самих сильвинитов на состав рассолов. Поэтому для оценки сильвинитов Непского месторождения было проведено (методом физического моделирования) определение некоторых геотехнологических параметров, которые могут охарактеризовать их потенциальную пригодность для данного метода добычи.

Учитывая это, нами ставилась задача опытным путем оценить качествен-

ные показатели сильвинитов с моделированием только тех условий, которые играют ведущую роль для выяснения самого процесса растворения. Поэтому было принято подобие модели камеры растворения, вывернутой как бы "наизнанку", т.е. которая не расширялась при ее разработке, а уменьшалась в размерах. Другими словами, за поверхность стенок модели камеры растворения была принята поверхность монолитного образца керна, который снаружи смывался растворителем и служил источником солей в процессе массообмена. Очевидно, что такое физическое моделирование позволяет получить только приближенные оценки тех или иных показателей геотехнологических процессов, которые будут осуществляться в реальных условиях. Среди них основными для калийных солей являются: величина возможного образования рассолов достаточной концентрации по хлористому калию с единицы поверхности, величина его предельной концентрации с единицы объема породы, установление совместной скорости растворения сильвина и галита. Экспериментальная оценка калийной породы для геотехнологического способа добычи методом моделирования включает в себя в первую очередь получение этих характеристик по принципу холодного (полного) растворения, являющимся основным, как бы исходным для всех других методов перевода в рассол хлористого калия, в том числе и для избирательного выщелачивания.

В отличие от камеры растворения данная модель характеризуется уменьшением своей поверхности в процессе опыта, поэтому время проведения опыта по оценке получения того или иного количества хлористого калия с единицы поверхности не должно превышать время изменения поверхности исследуемого образца более чем на 10-12 %. Полученные данные сопоставлялись с составом исследуемых образцов, что позволило классифицировать сильвиниты по выходу хлористого калия с единицы поверхности и с единицы объема. Было установлено, что значения растворения хлористого калия в количестве 0,146 г с 1 см<sup>2</sup> поверхности керна для галургического способа передела или 0,125 г для электролитического являются минимальными величинами, позволяющими качественно характеризовать пригодность тех или иных сильвинитов Непского месторождения для их добычи геотехнологическим методом с применением того или другого способа обогащения получаемых рассолов.

УДК 550.4:552.578.3.552.53:551.734(571.5)

В.П. Д а н и л о в а, Р.Г. М а т у х и н, П.Н. С о к о л о в

ГЕОХИМИЯ БИТУМОИДОВ ДЕВОНСКИХ СОЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

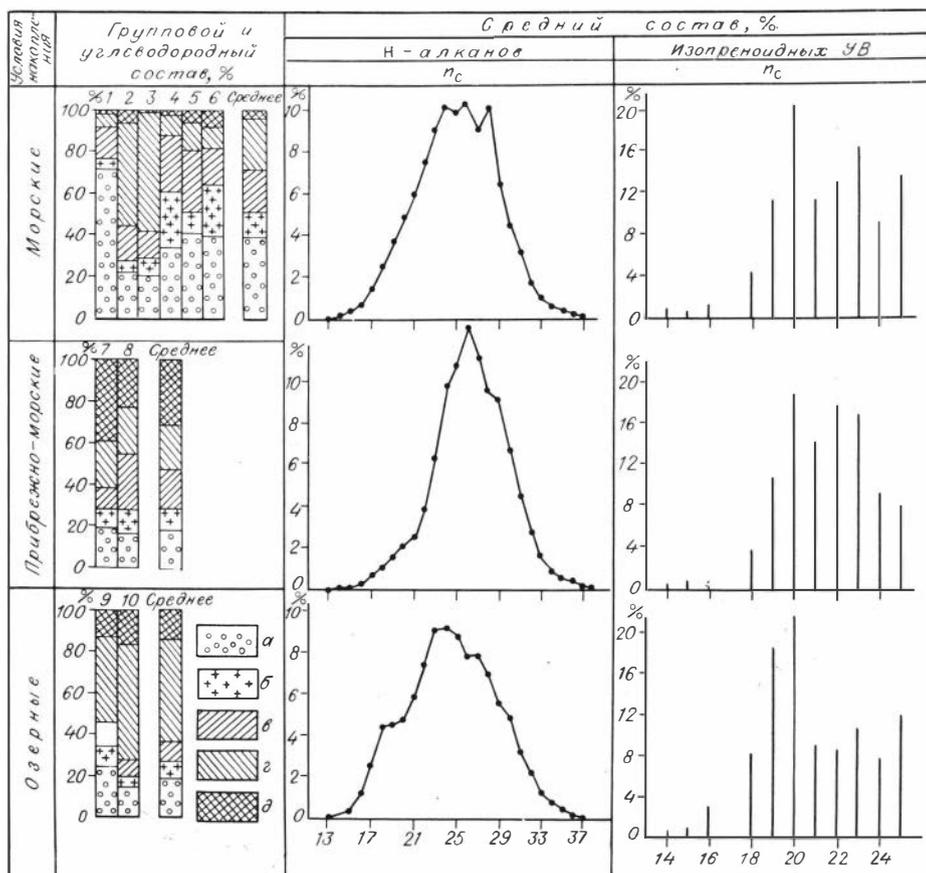
Целью данного исследования является выяснение возможности и интенсивности процессов битумоидообразования в девонских эвапоритовых толщах. Ее решение позволит более обоснованно и надежно оценить перспективы нефтегазоносности Сибирской платформы, в осадочном выполнении которой девонские соленосные отложения занимают значительный объем.

Т а б л и ц а 1. Содержание, элементный, групповой и углеводородный состав битумоидов девонских солей Сибирской платформы

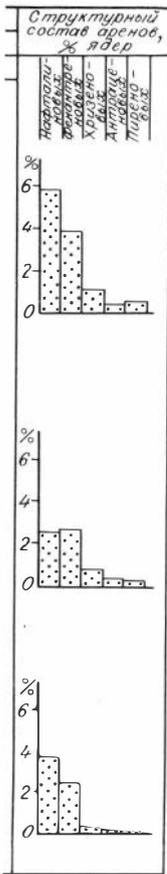
№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал отбора, м	Свита	Условия накопления	С <sub>орг</sub> , %	Содержание битумоида, % на породе	Элементный состав, %				
								C	H	S	O+N	(H/C) <sub>ат</sub>
1	Тальминская	3	1663,0-1673,0	Мантуровская	Морские	0,04	0,004	84,07	13,27	0,63	2,03	1,93
2	Арылахская	127	780,0-834,0	"		0,03	0,001	74,29	11,03	1,13	13,55	1,55
3	"	127	533,0-600,0	"		0,04	0,001	76,00	11,11	1,10	11,79	1,74
4	Нералахская	6	1740,0-1755,0	Юктинская		0,02	0,002	84,74	12,69	1,44	1,13	1,79
5	"	6	1549,7-1559,1	Каларгонская		0,02	0,001	77,57	12,65	1,47	9,78	1,80
6	"	6	1465,0-1472,0	"		0,07	0,002	83,17	13,17	0,51	3,24	1,87
	С р е д н е е					0,04	0,002	79,97	12,30	1,05	6,92	1,81
7	Нералахская	6	1603,2-1610,2	Накохозская	Прибрежно-морские	0,04	0,002	74,02	10,78	1,64	13,56	1,73
8	"	6	1312,0-1328,0	Фокинская		0,04	0,004	71,67	10,80	2,44	15,09	1,80
	С р е д н е е					0,04	0,003	71,84	10,79	2,04	14,32	1,76
9	Атыяхская	451	3175,0-3190,0	Кыгылтуусская	Озерные	0,03	0,001	70,36	11,58	2,33	15,73	1,96
10	Кэдепчикская	444	1419,0-1434,4	"		0,03	0,002	75,28	11,00	0,44	13,28	1,74
	С р е д н е е					0,03	0,0015	72,82	11,29	1,38	14,50	1,85

О к о н ч а н и е   т а б л . 1

№ обр.	Содержание, % на битумоид									Me-Nn Nn-Ar	Смолы асфаль- тены
	Me-Nn	Nn-Ar	Сумма УВ	Смолы			Асфальтеновые компоненты				
				бензолъ- ные	спирто- бензолъ- ные	Сумма	асфаль- тены	асфальто- геновые кислоты	Сумма		
1	71,99	4,33	76,32	15,70	5,85	21,55	0,41	1,72	2,13	16,63	52,56
2	21,43	5,92	27,35	15,51	65,91	65,91	-	6,73	3,62	3,62	9,79
3	20,37	7,17	27,54	13,89	56,94	70,83	-	-	1,62	2,84	43,45
4	33,68	26,29	59,97	27,49	10,29	37,78	0,64	1,61	2,25	1,28	16,79
5	40,50	9,75	50,25	29,08	14,12	43,20	2,35	4,20	6,55	4,15	6,59
6	39,06	24,58	63,64	17,17	10,66	27,88	2,47	6,06	8,53	1,59	3,27
	37,84	11,34	50,84	19,80	24,71	44,52	1,46	3,39	4,63	5,02	22,07
7	18,88	8,69	27,57	9,82	23,48	33,30	2,49	36,64	39,13	2,17	0,85
8	16,70	10,53	27,23	27,04	22,55	49,59	2,70	20,48	23,18	1,59	2,14
	17,29	9,61	27,40	18,43	23,01	41,44	2,59	28,56	31,16	1,88	1,49
9	24,64	10,05	34,69	10,77	41,63	52,40	-	-	12,91	2,45	4,06
10	13,28	3,99	18,93	8,77	55,66	64,42	-	-	16,98	3,67	3,91
10	18,64	7,02	26,81	9,77	48,64	58,41	-	-	14,94	3,06	3,98



Фактической основой изучения послужили результаты детального анализа коллекции из 10 больших (6–12 кг) проб каменных солей, отобранных из разновозрастных соленосных отложений как морского, так и континентального генезиса Сибирской платформы. Из них восемь проб отобраны в отложениях среднего и верхнего девона в бассейнах рек Имангды (Нералахская площадь) и Тальми (Арылахская и Тальминская площади). Оба рассматриваемых участка приурочены к крайним частям огромного (Северо-Сибирского по М.А. Жаркову /1978 и др./) эпиконтинентального солеродного бассейна. Анализ палеогеографических материалов свидетельствует, что опробованные солевые залежи мантуровского, юктинского и каларгонского возрастов (см. табл. 1, пробы 1–6, рисунок) сформировались в морском солеродном бассейне на значительном удалении от основных источников сноса терригенного материала, а фокинского и особенно нахохозского возраста (пробы 7 и 8) – в мелководных прибрежно-морских условиях.



Групповой и углеводородный состав битумоидов девонских солей Сибирской платформы.

а - метанофтеновые углеводороды, б - нафтеноароматические углеводороды, в - смолы бензолные, г - смолы спиртобензолные, д - асфальтеновые компоненты.  $n_c$  - число атомов углерода в молекуле. Цифры в групповом составе (I-6, 7-8, 9-10) соответствуют номерам образцов в таблицах.

Соляные породы в пробах I-6 характеризуются незначительными содержаниями нерастворимого остатка, сложенного в основном аутигенными ангидритом и кварцем. Содержание NaCl в них колеблется (%) от 90 до 98, KCl - от 0,08 до 0,40,  $MgCl_2$  - от 0,16 до 0,59 и Br - от 0,008 до 0,024, поднимаясь иногда в отложениях каларгонской свиты до 0,030. Бром-хлорные отношения составляют 0,12-0,36, редко достигают 0,40. Следует заметить, что глинисто-карбонатные породы, подстилающие и перекрывающие солевую залежь, вскрытую скв. ТМ-3 (Тальминская площадь), прорваны трапповыми интрузиями.

В каменной соли отложений фокинской и нахохозской свит (пробы 7, 8) содержание нерастворимого остатка 5-15 %. Сложен он в основном глинистыми и терригенными компонентами. Содержание NaCl - 84-95, редко 97 %, KCl - 0,06-0,13 %,  $MgCl_2$  - 0-0,55 и Br - 0,008-0,030 %, иногда поднимается в отложениях фокинской свиты до 0,047 %. Значения бром-хлорного коэффициента колеблется от 0,14 до 0,51, свидетельствуя, по данным М.Г. Валяшко /1962/, о высокой степени концентрирования рапы в исходном солеродном бассейне.

В каменной соли отложений фокинской и нахохозской свит (пробы 7, 8) содержание нерастворимого остатка 5-15 %. Сложен он в основном глинистыми и терригенными компонентами. Содержание NaCl - 84-95, редко 97 %, KCl - 0,06-0,13 %,  $MgCl_2$  - 0-0,55 и Br - 0,008-0,030 %, иногда поднимается в отложениях фокинской свиты до 0,047 %. Значения бром-хлорного коэффициента колеблется от 0,14 до 0,51, свидетельствуя, по данным М.Г. Валяшко /1962/, о высокой степени концентрирования рапы в исходном солеродном бассейне.

Две пробы (9 и 10) отобраны из соленосных отложений кыгылтуусской свиты позднедевонского возраста, широко распространенных в пределах Кемпедийской впадины (Виллюйская синеклиза). Соленосные осадки формировались здесь в обширном континентальном бассейне под сильным опресняющим влияни-

ем поверхностных вод /Соколов и др., 1975/. Каменная соль в рассматриваемых залежах существенно обогащена терригенным материалом. Содержание  $\text{NaCl}$  в ней колеблется от 54 до 96 %. Во всех изученных нами пробах результаты пересчета химических анализов показывают наличие  $\text{CaCl}_2$  (0,17–2,13 %). Они характеризуются почти полным отсутствием брома и калия. По результатам химического анализа содержание  $\text{KCl}$  не превышает 0,07 %, а  $\text{Br}$  улавливается до 0,001 % в единичных пробах. Изучение газово-жидких микровключений в образцах каменной соли, отобранных по керну скв. 444 на Кэдепчикской площади /Матухин и др., 1985/, свидетельствует, что раствор в них насыщен по  $\text{NaCl}$ ,  $\text{pH} = 5,0\text{--}5,5$ . Температура гомогенизации не превышает 40 °С. Кроме натрия, в составе раствора обнаружены ионы калия, кальция, магния и сульфат-иона. Газонасыщенность в перекристаллизованном галите составляет 165 см<sup>3</sup>/л. Газовая фаза состоит из паров воды, азота и метана.

Среднезвешенные содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  в девонских солях 0,03 %, меняясь в незначительном диапазоне (0,02–0,07 %). Концентрация битумоидов в них колеблется от 0,001 до 0,004, в среднем 0,002 %.

По элементному составу битумоиды солей накохозской и фокинской свит близки кыгылтууским (см. табл. 1). Незначительная разница фиксируется только по содержанию серы (2,04 против 1,38 %). Судя по элементному составу, битумоиды солей морского генезиса более восстановлены. В них больше углерода и водорода и значительно меньше гетероэлементов (см. табл. 1).

Вариации в изменении группового состава девонских солей весьма значительны (см. табл. 1, рисунок). Ведущая роль УВ зафиксирована в битумоидах солей юктинской и каларгонской свит Нералахской площади (50,25–63–64 %). Особенно высока (76,32 %) их концентрация в битумоидах мантуровской соли, прорванной трапповыми интрузиями, вскрытой скв. ТЛ-3 (Тальминская площадь). Минимальное (18,93 %) содержание углеводородов обнаружено в солях Кэдепчикской площади. Во всех остальных солях они присутствуют в среднем в количестве 27 % (см. табл. 1, рисунок).

Следует заметить, что во всех без исключения образцах девонских солей главными компонентами среди углеводородов являются метанонафтеновые структуры. Отношение концентраций насыщенных углеводородов к ароматическим в битумоидах солей морского генезиса изменяется от 1,28 до 16,63 %, в прибрежно-морских и озерных солях оно составляет в среднем 1,88 и 3,06 соответственно.

Детальное изучение фракций битумоидов набором современных физических методов позволило получить сведения об особенностях структуры отдельных углеводородных групп.

В составе насыщенных УВ девонских солей роль  $n$ -алканов весьма значительна и представлена широким спектром углеводородов от  $\text{C}_{12}$  до  $\text{C}_{40}$  (см. рисунок).

Накопление в индивидуальном составе  $n$ -алканов с длинными цепями более ярко выражено для солей накохозской и фокинской свит ( $\text{C}_{26}\text{--}\text{C}_{29}$  – 42,66 %). В них в относительно высоких (19,11 %) концентрациях присутствуют и УВ группы  $\text{C}_{30}\text{--}\text{C}_{36}$ . Углеводороды нормального строения, содержащие 21–25 атомов

углерода в молекуле, составляют 33,31 %. Концентрации *n*-алканов со средней ( $C_{17}-C_{20}$ ) и короткой ( $C_{12}-C_{16}$ ) длиной цепи измеряются 5,45 и 0,49 % соответственно (табл. 2). Максимум на кривой распределения фиксируется в области  $C_{26}$  и  $C_{27}$  (см. рисунок).

В общей массе *n*-алканов солей морского генезиса преобладают углеводороды, содержащие 21–25 (42,58 %) и в меньшей мере 26–29 (32,27 %) атомов углерода в цепи. Доля углеводородов с высокими ( $C_{30}-C_{36}$ ) и средними ( $C_{17}-C_{20}$ ) молекулярными массами примерно одинакова (11,51 и 12,39 % соответственно). На *n*-алканы с короткими ( $C_{12}-C_{16}$ ) цепями приходится всего 1,19 %. Среди "четных" алканов нормального строения больше всего и примерно одинаково  $C_{24}$  (10,16 %),  $C_{26}$  (10,31 %) и  $C_{28}$  (10,10 %), среди "нечетных" –  $C_{25}$  (9,10 %).

В составе *n*-алканов солей Кемпендйской впадины основную долю занимают также углеводороды  $C_{21}-C_{25}$  (42,30 %) и  $C_{26}-C_{29}$  (25,39 %), но по сравнению с солями морского и прибрежно-морского генезиса роль УВ нормального строения со средней и короткой длиной цепи более значительна (19,68 и 4,27 %). Максимум на кривой распределения концентраций *n*-алканов сдвинут в более низкомолекулярную область. В больших концентрациях среди "четных" присутствует  $C_{22}$  (9,15 %), среди "нечетных" –  $C_{23}$  (9,15 %).

В целом же в девонских солях преобладание "нечетных" *n*-алканов над "четными" не фиксируется.

Среди идентифицированных изопреноидов ( $C_{13}-C_{25}$ ) девонских солей в преобладающих концентрациях зафиксирован фитан (табл. 3, рисунок). Отношение пристана к фитану в солях морского и прибрежно-морского генезиса в среднем равно 0,5. В солях Кемпендйской впадины этот показатель достигает 0,83.

Относительное распределение УВ изопреноидного строения как большей, так и меньшей молекулярной массы, чем у пристана и фитана, весьма пестро (см. табл. 3). Так, битумоиды солей нахохозской и фокинской свит значительно обогащены изопреноидами  $C_{21}$  (15,31 %),  $C_{22}$  (17,69 %),  $C_{23}$  (17,05 %). Меньше всего вышеуказанных изопреноидов в битумоидах солей озерного генезиса (см. табл. 3, рисунок), но в них по сравнению с битумоидами прибрежно-морских и морских солей накапливаются углеводороды  $C_{16}$  и  $C_{18}$ . Можно предположить, что процесс новообразования последних мог осуществляться не только благодаря обрыву соответствующих алкильных цепей цикланов и арен, а также путем деструкции высших изопреноидных алканов.

Кроме этого, в битумоидах солей с интервала I740–I750 м Нералахской площади качественно зафиксированы гопан  $C_{30}H_{52}$  и I2-, I3-метилалканы состава  $C_{19}-C_{30}$ . В битумоидах соли мантуровской свиты (Тальминская площадь) обнаружены углеводороды ряда стеранов (i- 28 и i- 29).

Характер распределения концентрации нафтоароматических углеводородов достаточно мозаичен, но в среднем ими обогащены соли морского генезиса (11,34 %; см. табл. 1). В *n*-ар углеводородах девонских солей преобладают моноароматические структуры. Более конденсированные арены по концентрации располагаются в ряд, для которого характерно преобладание

Т а б л и ц а 2. Характеристика и состав n-алканов битумоидов девонских

№ обр.	Условия накопления	Молекулярный вес	Средняя длина цепи	"Нечетные" "четные"
2				
3				
4	Морские	<u>324,85-368,66</u>	<u>22,94-26,03</u>	<u>0,96-1,02</u>
5		350,70	24,79	0,99
6				
7	Прибрежно-морские	<u>363,4-379,5</u>	<u>25,66-26,90</u>	<u>0,98-1,00</u>
8		371,4	26,28	0,99
9	Озерные	<u>329,5-336,0</u>	<u>23,33-23,84</u>	<u>1,00-1,01</u>
10		333,05	23,58	1,00

П р и м е ч а н и е. В данной и последующих таблицах в числителе приведены максимальные и минимальные значения, в знаменателе - средние.

Т а б л и ц а 3. Относительное распределение изопреноидных алканов C<sub>14</sub>-C<sub>25</sub>

№ обр.	Условия накопления	C <sub>14</sub>	C <sub>15</sub>	C <sub>16</sub>	C <sub>18</sub>	C <sub>19</sub>	C <sub>20</sub>
2							
3	Морские						
4		<u>0,00-0,51</u>	<u>0,00-0,59</u>	<u>0,41-2,02</u>	<u>2,76-6,06</u>	<u>7,12-14,03</u>	<u>17,17-25,68</u>
5		0,10	0,11	1,05	4,25	11,36	20,85
6							
7	Прибрежно-озерные	Не обн.		<u>0,00-0,35</u>	<u>1,29-6,24</u>	<u>3,59-17,80</u>	<u>7,44-29,08</u>
8			0,17	3,76	10,69	18,26	
9	Озерные	<u>0,00-0,21</u>	<u>0,75-1,14</u>	<u>1,74-4,28</u>	<u>6,98-9,52</u>	<u>14,83-21,89</u>	<u>19,20-24,27</u>
10		0,10	0,94	3,01	8,25	18,36	21,73

солей Сибирской платформы

Содержание, %						
$C_8-C_{11}$	$C_{12}-C_{16}$	$C_{17}-C_{20}$	$C_{21}-C_{25}$	$C_{26}-C_{29}$	$C_{30}-C_{36}$	$C > 36$
0,00	<u>0,24-3,41</u> I, I9	<u>4,04-25,68</u> I2,39	<u>37,42-48,99</u> 42,58	<u>18,78-44,10</u> 32,27	<u>6,77-14,38</u> II,5I	0,00
0,00	<u>0,24-0,74</u> 0,49	<u>3,65-7,25</u> 5,45	<u>29,32-37,30</u> 33,3I	<u>40,87-44,45</u> 42,66	<u>13,86-24,37</u> I9,II	<u>0,00-0,24</u> 0,12
0,00	<u>3,30-5,24</u> 4,27	<u>19,08-20,29</u> I9,68	<u>39,68-44,92</u> 42,30	<u>24,09-26,70</u> 25,39	<u>10,03-6,66</u> 8,34	0,00

в битумоидах девонских солей Сибирской платформы, %

$C_{21}$	$C_{22}$	$C_{23}$	$C_{24}$	$C_{25}$	$\frac{C_{19}}{C_{20}}$
<u>10,20-12,43</u> II, I3	<u>9,18-17,44</u> I2,92	<u>11,22-21,88</u> 16,20	<u>4,87-11,32</u> 9,07	<u>8,08-17,22</u> I3,15	<u>0,38-0,64</u> 0,5I
<u>14,01-16,62</u> I5,3I	<u>14,83-20,55</u> I7,69	<u>15,43-18,68</u> I7,05	<u>0,00-18,21</u> 9,10	<u>0,00-15,88</u> 7,94	<u>0,48-0,61</u> 0,52
<u>8,73-8,90</u> 8,8I	<u>8,57-8,73</u> 8,65	<u>7,62-7,85</u> 10,76	<u>7,62-7,85</u> 7,73	<u>6,19-17,02</u> II,60	<u>0,77-0,90</u> 0,83

Т а б л и ц а 4. Содержание полиядерных ароматических углеводородов в нефтено-ароматических фракциях битумоидов девонских солей Сибирской платформы, % на Na-Ar фракцию

№ обр.	Условия накопления	Нафталиновые	Фенантроновые	Хризеновые	Антраценовые	Пиреновые	Сумма ядер
2							
3							
4	Морские	<u>3,5-8,40</u>	<u>1,80-6,10</u>	<u>0,40-2,10</u>	<u>0,00-0,80</u>	<u>0,10-1,00</u>	<u>6,70-15,50</u>
5		5,70	3,70	1,0	0,30	0,40	11,08
6							
7	Прибрежно-морские	<u>1,90-3,20</u>	<u>2,30-2,80</u>	<u>0,50-0,80</u>	<u>0,10-0,30</u>	<u>0,10-0,20</u>	<u>5,50-6,70</u>
8		2,50	2,55	0,65	0,20	0,15	6,10
9	Озерные	<u>1,10-6,26</u>	<u>0,30-4,54</u>	<u>0,10-0,40</u>	<u>0,00-0,02</u>	<u>0,00-0,30</u>	<u>1,50-11,60</u>
10		3,68	2,42	0,25	0,01	0,15	6,55

Т а б л и ц а 5. Характеристика асфальтеново-смолистых компонентов битумо

№ обр.	Условия накопления	Элементный состав, %				
		Бензолные смолы				
		C	H	S	O+N	(H/C) <sub>ат</sub>
1						
2						
3	Морские	<u>73,80-83,52</u>	<u>8,17-11,73</u>	<u>0,18-2,48</u>	<u>3,47-15,23</u>	<u>1,23-1,74</u>
4		77,52	10,61	1,18	10,68	1,63
5						
6						
7	Прибрежно-морские	<u>73,03-74,47</u>	<u>10,92-11,37</u>	<u>0,23-1,58</u>	<u>13-93-14,47</u>	<u>1,78-1,82</u>
8		73,75	11,14	0,90	14,20	1,80
9	Озерные	<u>78,95-83,57</u>	<u>11,16-12,58</u>	<u>2,10-3,41</u>	<u>1,75-6,65</u>	<u>1,68-1,79</u>
10		81,26	11,87	2,75	4,20	1,73

нафталиновых ядер над всеми остальными:  $C_{Ar} \text{ нафт}^* > C_{Ar} \text{ фен} > C_{Ar} \text{ хриз} > C_{Ar} \text{ антр} > C_{Ar} \text{ пир}$ .

Изменение концентрации каждого из указанных аренов совпадает с направленностью в изменении содержания самой фракции  $Mn-Ar$  углеводородов (табл.4, см. рисунок). Арены представлены в основном нафталиновыми и фенантроновыми структурами, повышенное содержание которых также характерно для битумоидов солей морского генезиса. Присутствие антраценовых, хризеновых и пиреновых ядер выражается десятками долями процента. Распределение их концентраций в солях достаточно сбалансировано. Более конденсированные полиядерные ароматические углеводороды в девонских солях не обнаружены.

Асфальтово-смолистые компоненты в составе битумоидов девонских солей играют значительную роль (см. табл. 1, рисунок). Они представлены смолами, концентрация которых изменяется в широких пределах и без заметной закономерности. В среднем богаче смолами (58,41 %) битумоиды солей Кемпендяйской впадины, в которых резко преобладают окисленные их разновидности, извлекаемые спиртобензолом (48,64 против 9,77 %). В битумоидах солей морского и прибрежно-морского генезиса перевес в сторону спиртобензольных смол невелик (см. табл. 1, рисунок).

Судя по элементному составу бензольные смолы имеют более восстановленный характер, чем спиртобензольные. Это проявляется в повышенном содержании в бензольных смолах углерода и водорода и в пониженном - гетероэлементов (табл. 5).

#### идов девонских солей Сибирской платформы

Элементный состав, %				
Спиртобензольные смолы				
C	H	S	O + N	(H/C) <sub>ат</sub>
<u>60,01-75,53</u> 66,17	<u>8-78-10,59</u> 9,68	<u>0,00-1,41</u> 0,76	<u>12,47-30,80</u> 23,39	<u>1,49-1,98</u> 1,75
<u>65,57-66,57</u> 66,07	<u>9,63-9,65</u> 9,64	<u>1,44-2,38</u> 1,91	<u>21,42-23,34</u> 22,38	<u>1,72-1,75</u> 1,73
<u>70,52-74,51</u> 72,51	10,71	<u>0,09-1,42</u> 0,75	<u>13,36-18,65</u> 16,00	<u>1,72-1,80</u> 1,75

\* нафт - нафталиновые, фен - фенантроновые, хриз - хризеновые, пир - пиреновые ядра.

№ обр.	Элементный состав, %				
	Асфальтеновые компоненты				
	C	H	S	O +N	(H/C) <sub>ат</sub>
1					
2					
3	<u>51,23-60,94</u>	<u>7,83-8,94</u>	<u>0,00-0,90</u>	<u>30,12-40,54</u>	<u>1,75-1,82</u>
4	56,08	8,38	0,20	35,33	1,78
5					
6					
7	<u>60,03-63,35</u>	<u>8,18-9,13</u>	<u>2,03-4,23</u>	<u>26,44-26,61</u>	<u>1,54-1,81</u>
8	61,70	8,65	3,13	26,52	1,67
9					
10	62,55	8,70	0,23	28,34	1,66

Повышенные содержания (23,18-39,13 %, среднее 31,16 %) асфальтеновых компонентов, в том числе и асфальтогеновых кислот (20,48-36,64 %, среднее 28,56 %) приурочены к битумоидам солей нахохозской и фокинской свит, пониженные (1,62-8,53 %, среднее 4,63 %) - к битумоидам солей морского генезиса. В битумоидах солей Кемпендэйской впадины асфальтеновые компоненты изменяются от 12,91 до 16,98 %, составляя в среднем 14,94 %. Для исследованных асфальтеновых компонентов, особенно в солях морского генезиса, характерно высокое (35,53 %) содержание гетерогенных элементов, основная роль среди которых (35,33 %) принадлежит азоту и кислороду (см. табл. 5). По остальным параметрам элементного состава больших различий в асфальтеновой составляющей не выявлено.

Суммируя результаты изучения битумоидов девонских солей, в первую очередь следует отметить присутствие в них всего комплекса высокомолекулярных соединений, свойственных битумоидам осадочных пород и нефтям.

Приведенные материалы позволяют отметить некоторые общие особенности битумоидов девонских солей. Для углеводородного состава характерна относительно высокая концентрация метанонафтенных углеводородов, которые представлены преимущественно длинными алифатическими цепями нормального строения. Среди изопреноидов преобладает фитан. Отношение пристан - фитан меньше единицы. Для нафтоароматических углеводородов следует отметить невысокие их концентрации и низкую конденсированность. Асфальтово-смолистые компоненты часто составляют основу битумоида. Установленные вариации в количестве и составе битумоидов девонских солей определяются, по всей вероятности, различиями видового состава ассоциаций исходных организмов, форми-

рующих ОВ в солях, а также условиями захоронения и последующего преобразования в седименто-, диа- и катагенезе.

Учитывая, что описанные битумоиды солей, судя по их составу и условиям залегания, являются автохтонными, приведенные выше материалы показывают, что в девонских солях Сибирской платформы захоронились большие массы ОВ, в том числе липидов. Согласно оценки М.А. Жаркова, общая масса солей в отложениях девона составляет примерно  $6 \cdot 10^{13}$  т. Если принять среднее содержание битумоидов в этих солях 0,002 %, то тогда в них рассеяно  $12 \cdot 10^{10}$  т битумоидов, из которых 50 млрд т составляют углеводороды. Следовательно, нефтегенерационный потенциал девонских соленосных толщ вполне очевиден и его следует учитывать при реконструкции условий нефтегазообразования и оценке перспектив нефтегазоносности девонских отложений Сибирской платформы. Кроме того, количество и состав битумоидов соленосных толщ могут служить одним из показателей, определяющих тип галогенеза.

### Список литературы

- В а л я ш к о М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений солей. - М.: Изд-во МГУ, 1962. - 397 с.
- Ж а р к о в М. А. История палеозойского соленакпления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - 272 с.
- М а т у х и н Р. Г., П е т р и ч е н к о О. И., С о к о л о в П. Н. Газово-жидкие включения в галите как показатель условий формирования девонских соленосных отложений Сибири // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. - М.: Наука, 1985. - С. 194-203.
- С о к о л о в П. Н., М а т у х и н Р. Г., К о л о д е з н и к о в К. Е. и д р. Состав и условия формирования каменной соли Кемпендйских дислокаций // Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - С. 87-95.

УДК 553.632+553.682

В.С. Деревягин, С.А. Свидзинский,  
А.С. Макаров, О.М. Кисиленко

ХЛОРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ  
И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАСТОВ  
КАЛИЙНЫХ И МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ  
ПРИВОЛЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

Среди первоочередных задач в области исследований галогенных формаций А.А. Иванов /1970/ отмечал изучение вещественного состава соленосных отложений, составление литолого-фациальных и палеогеографических карт для выяснения закономерностей размещения различных типов пород и локализации

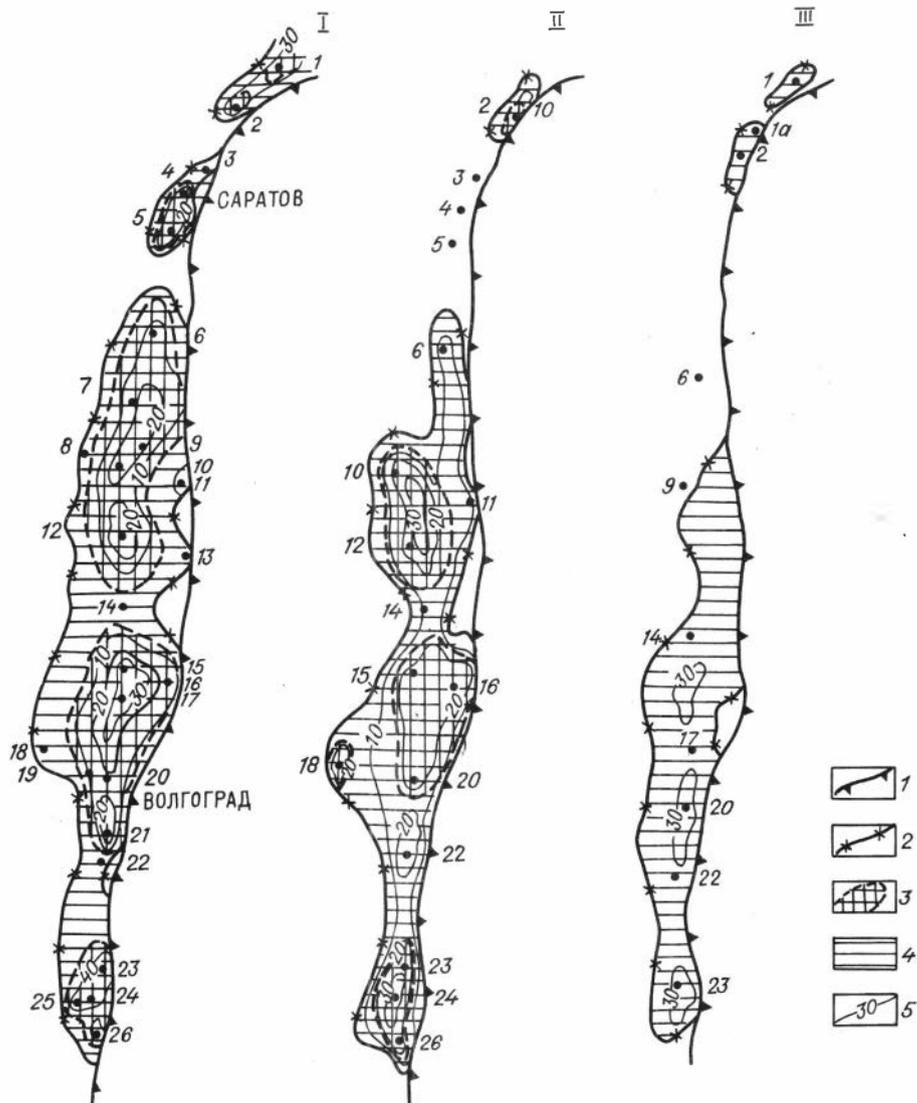
связанных с ними полезных ископаемых, а также определение условий их образования и рационального выбора площадей для производства поисково-разведочных работ. Проработка каротажного материала скважин нефтяных организаций, а также изучение керна поисково-разведочных скважин на калийные и магниевые соли, пробуренных в 1982–1987 гг. Волгоградской ГРЭ на территории Приволжской моноклинали (Краснокутская, Наримановская, Сафроновская площади), позволяет выявить структурное положение продуктивных пластов и их литолого-фациальные особенности.

Приволжская моноклинал прослеживается на расстояние около 500 км вдоль западного и северо-западного бортов Прикаспийской впадины. В современном структурном плане моноклинали на фоне общего ее погружения в сторону впадины в осадочном чехле выделяются несколько зон поднятий или линейно вытянутых валов и система узких тектонических швов, отвечающих флексурам по подсолевым отложениям. Приволжская моноклинал характеризуется увеличением мощностей девонских и каменноугольных отложений, а также развитием мощных толщ карбонатно-сульфатных и соляных пород нижнепермского возраста, мощность которых возрастает к борту Прикаспийской впадины. Соленосная серия, залегающая в ненарушенном состоянии под толщей верхнепермских отложений, включает в себя до десяти ритмопачек, представленных различными ассоциациями карбонатных, сульфатных и хлоридных пород. Верхняя часть подавляющего большинства ритмопачек содержит пласты и слои калийных и магниевых солей, среди которых наиболее широко распространены соли хлоридного состава. Стратиграфически они приурочены преимущественно к погожской, антиповской, пигаревской и долинной ритмопачкам и лишь фрагментарно распространены в отложениях балыклейской, карпенской и луговской ритмопачек /Нижнепермская галогенная формация..., 1981/. Наиболее широко хлоридные соли калия и магния представлены в отложениях погожской и антиповской ритмопачек в виде пластов (соответственно  $E_3$  и  $M_3$ ) силвин-карналлит-бишофитового состава.

Пласт  $E_3$  прослежен на огромной территории Волгоградского Поволжья и Саратовского Заволжья (см. рисунок). Абсолютные отметки подошвы пласта возрастают с запада на восток от –750 до –1500 м в северной части территории и от –900 до –2200 м – в южной (южнее Горно-Балыклейской площади). Ширина пласта в среднем 40 км, на юге она заметно уменьшается до 15–20 км, западная его граница проходит на расстоянии в среднем 15–30 км от границы выклинивания соленосной толщи; на востоке пласт ограничен бортом Прикаспийской впадины.

Центральная и восточная наиболее глубокопогруженные части пласта являются бишофитоносными (см. рисунок). Бишофитовые залежи имеют линзовидную форму и протягиваются вдоль Приволжской моноклинали. Наибольшие их мощности (20–55 м) обнаружены на участке от Привольнинской площади на юге до Суводской на севере. На Лугово-Пролейской площади зафиксирована максимальная мощность пласта – 70 м. В более северных районах Волгоградского Поволжья (Антиповско-Щербаковский участок) и в прибортовой зоне Ровенско-Краснокутского участка Саратовского Заволжья мощность пласта сокращается до 10–30 м.

В процессе изучения керна скважин установлено, что слои бишофита в



Схематические карты пластов хлоридных калийных и магниевых солей кунгурской соляной толщи Приволжской моноклинали.

I-Ш - пласты ритмопачек: I -  $E_3$  погожской, II -  $Ж_3$  антиповской, III -  $З_3$  пигаревской. I-4 - границы: I - бортового уступа Прикаспийской впадины, 2 - пласта, 3, 4 - граница и зона распространения пород: бишофитовых (3) и сильвин-карналлитового состава (4); 5 - изогипсы отложений пластов. Цифры на схеме - площади: I - Карпенская, Ia - Долинная, 2 - Краснокутская, 3 - Ровенская, 4 - Западно-Ровенская, 5 - Лиманская, 6 - Щербаковская, 7 - Северо-Камышанская, 8 - Липовская, 9 - Николаевская, 10 - Антиповская, 11 - Александровско-Кисловская, 12 - Антиповско-Балыклейская, 13 - Южно-Кисловская, 14 - Горно-Балыклейская, 15 - Суводская и Усть-Погожская, 16 - Лугово-Пролейская, 17 - Горно-Водяная, 18 - Лозновская, 19 - Качалинская, 20 - Дубовская, 21 - Городищенская, 22 - Городищенская (скв. 18), 23 - Наримановская, 24 - Сарпинско-Тингутинская, 25 - Абганеровская, 26 - Привольнинская

подошве и кровле обычно отделены от вмещающей каменной соли слоями мощностью 2–18 м, состоящими из карналлитовой и сильвиновой разностей пород, иногда с примесью сульфатно-глинистого материала, кизерита и полигалита. За карналлитовым слоем может следовать сильвинитовый. Сильвинитовая оторочка, как правило, наблюдается в кровле пласта. Нами встречены также другие типы разрезов бишофитовых пластов: собственно бишофитовый (подстилается и перекрывается каменной солью), бишофитовый с карналлитовым, реже сильвинитовым слоем в кровле, бишофитовый с карналлитовым слоем в подошве и др. Часто оторочка бишофитовых слоев имеет смешанный карналлит-сильвинитовый, галит-бишофит-карналлитовый состав и др. По данным других исследователей /Казанцев и др., 1974/, в центральных частях линз, где они нередко имеют мономинеральный состав и резкое увеличение мощности, бишофитовый слой подстилается и перекрывается только сильвинитовым слоем мощностью более 1 м.

В западной части пласта  $E_3$  и в целом ряде разрезов площадей центральной части Приволжской моноклинали (Городищенская, скв. 18; Дубовская, скв. 112; Сарпинско-Тингутинская, скв. 30; Горно-Балыклейские, скв. 82, 46; Липовская, скв. 5; Лозновская, скв. 81; Антиповско-Балыклейские, скв. 30, 26; Антиповская, скв. 2; Николаевские, скв. 1, 3; Октябрьская, скв. 56; Краснокутские, скв. 1, 18, 4 и др.) с уменьшением до 5–10 м или без существенного изменения мощности пласта бишофитовый слой отсутствует либо слабо выражен, а преобладает сильвин-карналлитовая или карналлитовая порода с примесью бишофита и кизерита либо сильвинит. Как правило, фаціальное замещение бишофита другими хлоридами наблюдается в периферийных частях бишофитовых залежей.

На самой южной окраине Приволжской моноклинали на Сафроновской площади пласт  $E_3$  представлен исключительно сильвинитом /Свидзинский и др., 1986/.

В целом для пласта вырисовывается четкая зависимость между минеральным составом пласта и его мощностью: при мощности 3–5 м пласт целиком сложен сильвинитом, дальнейшее увеличение мощности до 10–15 м приводит к появлению в разрезе карналлитовой породы и бишофитового слоя; при мощности пласта более 15 м он становится преимущественно бишофитовым.

Совершенно аналогичным по составу отложений и характеру строения является пласт  $J_3$  хлоридных калийных и магниевых солей антиповской ритмопачки. Однако площадь его развития несколько сокращена по сравнению с пластом  $E_3$ . Ширина пласта в среднем 30 км. Абсолютные отметки подошвы пласта изменяются от –750 до –1950 м. Состав пласта не выдержан по площади, в своей северной части (Щербаковская площадь) он прослеживается узким языком, вытянутым субмеридионально (см. рисунок); мощность на этом участке составляет от одного до нескольких метров, а сложен пласт сильвинитами. Наиболее широко он развит южнее, на Антиповско-Николаевском и Абганеровско-Суводском участках Волгоградского Поволжья. Мощность его здесь варьирует от 10 до 50 м. В целом в составе пласта преобладает карналлит, который образует смешанные бишофит-карналлитовые либо карналлитовые, нередко с сильвином породы. На отдельных площадях (Наримановская, Городищенская, Привольнинская, Усть-Погожская, Суводская, Николаевская, Лугово-Пролейская,

Карпенская, Краснокутская и др.) четко выделяется бишофитовый слой мощностью 5–30 м и более с карналлитовыми и сильвинитовыми оторочками. По периферии бишофитоносных зон мощность пласта сокращается до I–10 м; бишофитовые породы фациально замещаются карналлитовыми разностями, а при уменьшении мощности пласта до I–3 м – сильвинитами.

Детальное изучение состава бишофитоносных пластов  $E_3$  и  $Ж_3$  было выполнено по скважинам с максимальным выходом керна – скв. 3 Привольнинской и скв. 7 Наримановской /Жарков и др., 1980/, скв. 1 (ВГРЭ) Краснокутской, скв. 1 (ВГРЭ) Наримановской, скв. 6040 Городищенской площадей. Основными типами бишофитсодержащих пород нижнего пласта  $E_3$  являются бишофитовые, карналлит–бишофитовые, бишофит–карналлитовые, карналлитовые и галит–карналлитовые с бишофитом, бишофит–галит–карналлитовые, кизерит–галит–карналлит–бишофитовые и другие разновидности, содержащие кизерит, ангидрит, полигалит. Бишофитовые породы отличаются светлой окраской, средне- и крупно- до гиганто-зернистой структурой и содержанием водонерастворимого остатка I–2 %. В нем широко представлены сульфаты и карбонаты, меньше кварц и галопелитовое вещество.

Верхний бишофитсодержащий пласт  $Ж_3$  содержит разнообразные породы – бишофитовую с примесью карналлита и галита, бишофитовую с карналлитом и примесью ангидрита и кизерита, карналлит–бишофитовую и бишофит–карналлитовую с галитом и кизеритом, галит–карналлит–бишофитовую с примесью кизерита и полигалита и др. Они заметно обогащены минералами сульфатного состава – ангидритом, полигалитом и кизеритом (3–5 % и более). Существенно повышено в них количество водонерастворимого остатка (до 5–10 %). Бишофитовая порода характеризуется разнотекстурной структурой и различной окраской (до сургучно-красной).

Карналлитовые разности пород обоих пластов обладают преимущественно слоистой и массивной текстурой, иногда пятнистой. Нередко они содержат включения и прослои галопелитового материала, ангидрита и кизерита, сильвина. Окраска от светло-серой до буровато-красной, структура разнотекстурная, петельчатая. Содержание водонерастворимого остатка колеблется в широких пределах (0,5–15 %).

В центральной части Приволжской моноклинали на территории от Горно-Водяной площади на юге до Николаевской на севере, а также на Ровенско-Карпенском участке Саратовского Заволжья вскрывается пласт  $Ж_2$  антиповской ритмопачки мощностью 15–20 м, в котором наряду с полигалитом широко представлен карналлит, образующий полигалит–карналлит–галитовые породы, местами с кизеритом и сильвином.

Хлоридный состав калийных и магниевых солей имеет также пласт  $З_3$  пугаревской ритмопачки, прослеживающийся лишь в центральной части Приволжской моноклинали и в прибортовой зоне Прикаспийской впадины с юга на север от Привольнинской площади до Николаевской и на Краснокутско-Карпенском участке (см. рисунок). Кровля пласта залегает на глубинах с запада на восток от –700 до –1600 м, мощность его 5–20 м, иногда достигает 30–40 м (Усть-Погожская площадь, скв. 48; Суводская, скв. 1; Антиповско-Балыклейская, скв. 30; Николаевская, скв. 1 и др.). Пласт отличается существенным развитием сильвиновой и карналлитовой минерализации. Обычно наблюдается

переслаивание слоев и слоев сильвин-галитовой, сильвин-карналлитовой, карналлит-галитовой и сильвин-карналлит-галитовой пород, местами с примесью полигалита и боратов. Иногда в калиеносном интервале отмечаются тонкие прослои галопелитов и доломит-ангидритовой породы.

Аналогичный состав и строение имеет пласт  $I_2$  долиной ритмопачки, встреченной в ряде разрезов в пределах площади развития пласта  $З_3$ . Однако конфигурация его недостаточно ясна, мощность не превышает 20 м.

Нижние ритмопачки соленосной толщи Приволжской моноклинали характеризуются присутствием пластов с полигалитовой минерализацией. Вместе с тем на некоторых площадях вскрыты интервалы, содержащие хлоридные соли калия и магния. Так, в луговской ритмопачке в разрезе Усть-Погожской скв. 48 встречена зона мощностью 46 м карналлит-полигалит-галитового состава. В верхней части луговской ритмопачки в разрезе Лугово-Пролейской скв. 2 развиты два слоя мощностью 5-7 м, представленных карналлитовой и карналлит-бишофитовой породой. В керне многих скважин (Антиповская площадь, скв. 13, 15, 16; Липовская, скв. 1; Нижне-Иловлинская, скв. 3176; Уметовско-Чухонастовская, скв. 1056; Щербаковская, скв. 18; Качалинская, скв. 21, 3; Лугово-Пролейская, скв. 1; Таловская, скв. 88; Николаевская, скв. 2) В.В. Кольцовой /1974/ обнаружен карналлит (5-10 %), обычно образующий небольшие (до 0,5 см) слои и гнезда в каменной соли. В скв. 1 (ВГРЭ) Краснокутской площади в реперном пласте  $D_2$ , сложенном полигалит-галитовой породой, по всему интервалу обнаружена примесь сильвина (1-4 %).

По данным каротажа на Лозновской площади (скв. 81) в толще каменной соли карпенской ритмопачки выделен пласт мощностью 12 м бишофит-карналлитового состава. В центральной части Приволжской моноклинали (скв. 33 Камышинская; скв. 107 Антиповская) выявлены интервалы до 20-30 м с сильвин-карналлитовой минерализацией. Примесь сильвина (4-5 %) постоянно обнаруживается в каменной соли карпенской ритмопачки в разрезе скв. 1 (ВГРЭ) Краснокутской площади.

Спорадически калийные и калийно-магниевые соли встречаются в отложениях балыклейской ритмопачки. Карналлитсодержащие интервалы мощностью до 30 м отмечены в разрезе скв. 32 Антиповско-Балыклейской и скв. 107 Антиповской площадей, где они представлены чередующимися слоями карналлит-галитовой породы (3-8 м) и каменной соли (2-3 м).

Приведенный материал свидетельствует о широком площадном и временном развитии хлоридных калийных и магниевых солей в кунгурских отложениях Приволжской моноклинали. Вместе с тем продуктивные залежи не имеют сплошного непрерывного распространения на рассматриваемой территории. У них обычно линзообразная форма. Простираются залежи на несколько десятков километров и характеризуются нередко резким колебанием мощности и состава отложений. Так, на Наримановской площади в северной ее части пласт  $Ж_3$  сложен карналлитовой породой мощностью 9-23 м, а в южной - преимущественно бишофитовой мощностью 8-26 м. В центральной части Сарпинско-Тингутинской площади пласт  $E_3$  представлен сильвинитом (3-5 м), к периферии при постепенном увеличении мощности до 20-25 м он становится преимущественно бишофитовым. Аналогичные явления наблюдаются на многих разбуренных площадях.

Различный минеральный состав хлоридных пластов, парагенезис сильвина

и карналита с полигалитовой минерализацией в нижних ритмопачках соленосной толщи, изменения мощности залежей и продуктивных пластов в разных частях моноклинали свидетельствуют о резко дифференцированных физико-химических, палеогеографических и палеотектонических условиях /Деревягин и др., 1981/. Неодинаковая тектоническая активность отдельных блоков, конседиментационные прогибания и поднятия отдельных участков дна бассейна, влияние суши оказывали существенное воздействие на процесс накопления калийных и магниевых солей. Запасы этих солей в рассматриваемом регионе оцениваются в десятки миллиардов тонн. Изучение литолого-фациальных особенностей пластов сильвин-карналит-бишофитового состава имеет практическое значение при выборе объектов под бурение скважин в процессе поисково-оценочных работ на калийные соли и бишофит на территории Приволжской моноклинали.

### Список литературы

- Н и ж н е п е р м с к а я г а л о г е н н а я ф о р м а ц и я С е в е р н о г о П р и к а с п и я / Д е р е в я г и н В. С., С в и д з и н с к и й С. А., С е д л е ц к и й В. И. и д р. - Р о с т о в н / Д.: И з д - в о Р Г У, 1981. - 400 с.
- Ж а р к о в М. А., Ж а р к о в а Т. М., М е р з л я к о в Г. А. и д р. Б и ш о ф и т о в ы е о т л о ж е н и я П р и в о л ж с к о й м о н о к л и н а л и // О с о б е н н о с т и с т р о е н и я з а л е ж е й б и ш о ф и т а и к а л и й н ы х с о л е й. - Н о в о с и б и р с к: Н а у к а. С и б. о т д - н и е, 1980. - С. 4-32.
- И в а н о в А. А. Н е к о т о р ы е о с о б е н н о с т и г а л о г е н н о г о о с а д к о н а к о п л е н и я и з а д а ч и и з у ч е н и я г а л о г е н н ы х ф о р м а ц и й // С о с т о я н и е и з а д а ч и с о в е т с к о й л и т о л о г и и. - М.: Н а у к а, 1970. - С. 18-23.
- К а з а н ц е в О. Д., Е р м а к о в В. А., Г р е б е н н и к о в Н. П. К о т к р ы т и ю з а л е ж е й б и ш о ф и т а н а т е р р и т о р и и Н и ж н е г о П о в о л ж ь я // С о в. г е о л о г и я. - 1974. - № 7. - С. 124-132.
- К о л ь ц о в а В. В. П е т р о г р а ф и я, г е н е т и ч е с к и е т и п ы р а з р е з о в н и ж н е п е р м с к и х г а л о г е н н ы х о т л о ж е н и й В о л г о г р а д с к о г о П о в о л ж ь я. - М., В И Н И Т И. - 1974. - Д е п. 28.06.73, № 191/74. - 36 с.
- С в и д з и н с к и й С. А., М у з а л е в с к и й М. М., К о в а л ь с к и й Ф. И. Г р е м я ч и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е с и л ь в и н и т о в // Н о в ы е д а н н ы е п о г е о л о г и и с о л е н о с н ы х б а с с е й н о в С о в е т с к о г о С о ю з а. - М.: Н а у к а, 1986. - С. 204-219.

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ СУЛЬФАТНОЙ ТОЛЩИ

## СКРЫТОПРОРВАННЫХ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ

## И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ЗАЛЕЖЕЙ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Галогенные формации, в том числе породы верхней сульфатной толщи соляно-купольных структур Прикаспийской впадины, освещены в работах Н.М. Стратова, А.А. Иванова, С.М. Кореневского, Я.Я. Яржемского и др. Сульфатная толща соляно-купольных структур состоит из нормально-осадочной и элювиальной частей, которые сложены в основном карбонатными, глинистыми и ангидрит-гипсовыми породами, залегающими на соляном зеркале. Хотя по генетическому типу и возрасту слагающие их породы разнородны, но по минералогическому, химическому составу и физическим свойствам они мало отличаются друг от друга, что затрудняет их расчленение. Тем не менее авторами предпринята попытка детально изучить и расчленить на отдельные составляющие (установить между ними количественные взаимосвязи методом математической статистики) сульфатную толщу хорошо изученной в последние годы скрытопрорванной соляно-купольной структуры Сатимолы и на полученном материале показать закономерности образования пород верхней сульфатной толщи.

Имеющиеся данные по изученным структурам Прикаспийской впадины (а их свыше 200) свидетельствуют, что эволюция Прикаспийского солеродного бассейна завершилась всеобщим опреснением рассолов пермского моря и повсеместным отложением нормально-осадочных ангидритовых и карбонатно-ангидритовых пород, которые обнаружены по всей территории ее: на севере - Озинковской, Линевской; в центре - Челкарской, Индерской, Сатимолинской и др.; на востоке - Ащедулакской, Жилинской; на юге - Кошак-Танатарской. Предполагается, что образованию нормально-осадочных пород верхней сульфатной толщи предшествовало осаждение калийно-магниевых солей, которые преимущественно формировались в тектонически активных наиболее прогнутых частях солеродного бассейна. В последующем на этих же участках предположительно происходило накопление ангидритовой толщи наибольшей мощности, что позволяет сделать вывод о возможности скопления на глубине залежей калийных солей на площадях развития нормально-осадочных пород наибольшей мощности.

На верхнепермском, мезозойско-палеогеновом, неоген-четвертичном этапах роста соляных куполов нормально-осадочные породы верхней сульфатной пачки претерпели изменения под действием диагенетических и эпигенетических процессов, сохраняя свои основные элементы залегания благодаря физико-механическим свойствам. На небольших по размерам куполах, сводовые части которых подвергались глубокому размыву в мезозой-кайнозойское время, нормально-осадочные породы могли быть полностью размывты. Наибольшую сохранность породы, по-видимому, имеют на куполах с большими размерами свода. К нормально-осадочным породам верхней сульфатной толщи на наиболее изученной структуре Сатимолы отнесены стратиграфически и гипсометрически выдержанные породы с сохранившимися первично-седиментационными признаками. Литологически нормально-осадочные породы представлены ангидритовыми, гипсово-ангидри-

товыми, гипсовыми, гипсово-карбонатными и карбонатными породами. Ангидритовые и гипсово-ангидритовые породы серые, светло- и темно-серые мелко- и скрытокристаллические местами слоистые плотные кавернозные, нередко трещиноватые. Каверны и трещины выполнены гипсом и черной глиной. Текстуры пород массивные, нередко брекчиевидные. Гипсовые породы покровной верхней сульфатной пачки серые мелко- и скрытокристаллические плотные, массивные ангидритизированные, местами слабокарбонатизированные, встречаются прослойки ангидрита, включения черной глины и вторичного прозрачного гипса. Карбонатные породы среди отложений верхней сульфатной пачки вскрыты отдельными скважинами и представлены известняком серым скрытокристаллическим, плотным, кавернозным с прослоями и включениями гипса. При проведении поисково-разведочных работ практическую значимость имеет особенность распространения пород пачки в пределах отдельных куполов. Рассматривая взаимоотношения нормально-осадочных пород верхней сульфатной пачки с подстилающими ее соляными и покрывающими надсолевыми отложениями по Индерскому куполу, можно предположить, что перемещение или подток солей к его своду не захватывал покровного ангидрита (иначе он был бы смят), а лишь скользил по подошве, слабо деформируя его, благодаря чему и образовалось наблюдающееся угловое несогласие между горизонтально залегающим покровным ангидритом и пластами пород соляного массива. Ослабленный контакт между солью и ангидритом явился благоприятной зоной движения грунтовых вод, последующего размыва солей и образования элювиальных гипсов. Мощность нормально-осадочных пород сульфатной толщи на куполе Сатимола колеблется от 32 до 75 м, в среднем 54 м.

Элювиальная часть сульфатной толщи образуется исключительно в результате эрозии свода соляного штока грунтовыми водами, следовательно, состав его определяется литологией выходящих на соляное зеркало пород, содержанием в них водонерастворимых компонентов и сложным комплексом физико-химических процессов /Диаров, Яржемский, 1974; Кременецкая и др., 1982; и др./. Несмотря на вынос грунтовыми водами значительной части (76-92 %) солевого состава отложений с их полным разрушением, накопление на соляном зеркале труднорастворимых продуктов, гидратацию ангидритов, перекристаллизацию боратов, облик и текстурно-структурные особенности материнских пород передаются элювиальным отложениям в своеобразной "зоне выветривания" соляного массива. Элювиальная часть сульфатной толщи отличается от осадочной: неравномерностью распределения как в разрезе, так и по площади отдельных минералов, слагающих породы, и их разнокристаллическостью; пестротой окраски пород, в которой преобладают темно-серые до почти черных.

Среди пород элювиальной толщи нами выделяются серые гипсы, глинисто-гипсовые, ангидритовые, гипсово-ангидритовые, глинисто-карбонатно-гипсовые породы, характерный элювий (бораты, розовые гипсы), глины, привнесенные в гипсовую толщу породы. Серые гипсы слагают значительную часть гипсовой толщи, встречаются светло-, буровато-, темно-серые их разновидности. Они в основном массивные, нередко массивно-неясно-полосчатые, мелко- и крупнокристаллической структуры с тонкими прослоями, отдельными включениями прозрачного вторичного гипса.

Глинисто-гипсовые породы развиты широко. Породы серые, зеленовато-

серые мелко- и среднекристаллические плотные, иногда брекчированные с включениями, желваками вторичного гипса, местами ангидрита. Отдельные интервалы пород содержат довольно значительное количество тонких, спорадически рассеянных прослоек глин. Нередко наблюдаются примеси (до 10–30 %) темно-серого, черного глинистого материала. Характер проявления, приуроченности и распределения последнего в составе гипсовых пород, а также повсеместная приуроченность борной минерализации на структуре Сатимола исключительно к горизонтам глинисто-гипсовых пород в сульфатной толще свидетельствуют, что они образовались при выщелачивании обогащенных черным галопелитовым материалом горизонтов соляной толщи.

Гипсово-ангидритовые, ангидритовые породы сравнительно менее распространены в элювиальной части гипсовой толщи. Наличие их иногда непосредственно над соляным телом и в средней части толщи свидетельствует, что в ходе геологической истории имел место переход элювиальных гипсов обратно в ангидриты под давлением вышележащих пород. Гипсово-ангидритовая порода обычно серая, темно-серая среднекристаллическая плотная трещиноватая. По трещинам развивается крупнокристаллический гипс. Ангидриты темно-серые скрытокристаллические плотные массивной текстуры.

Глинисто-карбонатно-гипсовые породы от темно-серого до черного цветов средне- и крупнокристаллической структуры. Наблюдается чередование гипсовых пород и карбонатно-глинистых, аргилитоподобных отложений. Карбонаты представлены доломитом, реже кальцитом. Внутри боратовых рудных тел наблюдается карбонатизация их.

К отложениям, сохраняющим при переходе в гипсовую толщу свои литологические особенности, относятся ангидритовые горизонты и пласты тонкослоистых ангидрито-карбонатно-глинистых пород. Реликты же прослоев соляного разреза, сложенные тонкослоистыми ангидритовыми, доломит-ангидритовыми, реже ангидрит-глинистыми породами, обладают в кепроке изменчивыми и в подавляющем большинстве случаев крутыми (60–85°) углами падения. Аналогично ведут себя в гипсовой толще и ангидритовые горизонты соляной толщи. В большинстве случаев они как бы "протекают" толщу гипсовых отложений при ее формировании. Эти отложения, обладающие большой механической прочностью и довольно значительной (несколько десятков метров) мощностью, при переходе в гипсовую толщу не претерпевают заметных изменений, сохраняя присущие им текстурно-структурные особенности.

Среди серых гипсов встречены линзы огипсованной красной глины плотной с включениями и прожилками крупнокристаллического гипса, темно-зеленой глины в коренном залегании, по-видимому, соответствующие галопелитовым горизонтом соляной толщи. Единичными скважинами вскрыты проилластки черной плотной, сильноожегезненной глины с включениями угловатых обломков серого скрытокристаллического ангидрита, образование которой, видимо, связано с глинистыми горизонтами соляной толщи.

Характерный элювий Индерского, Сатимолинского, Челкарского куполов представлен линзами элювиальных боратов и розовых гипсов. Образование их связано с размывом подземными водами специфических горизонтов соляной толщи. При выщелачивании бороносных солей в гипсовой толще образуются залежи боратов, обычно корнями уходящие в толщу бороносных отложений. Морфоло-

логия и состав элювиальных боратов зависят от особенностей строения, литолого-минералогического и химического состава материнских пород. При размыве соляного массива иногда в гипсовой толще образуются розовые гшсы, свидетельствующие о наличии на глубине залежей продуктивных горизонтов, содержащих в своем составе примеси железа, которыми чаще оказываются красные сильвиниты и карналлитовые породы. Среди пород гипсовой толщи встречаются также зеленовато-, реже темно-серые глины с включениями и обломками гипсов, ангидритов и карбонатов, выполняющие обычно трещины и отдельные полости. По всей вероятности, они привнесены в гипсовую толщу из вышележащих пород.

Таким образом, элювиальные отложения являются целиком и полностью продуктом размыва пород соляной толщи и в своем развитии унаследовали основные черты строения материнских пород. В то же время элювиальные гипсы являются своеобразным показателем эрозии соляного массива. Чем больше размыва соляная толща, тем больше образуется элювиальных гипсов. Суммарная мощность элювиальных отложений купола Сатимолы колеблется от 38 до 113 м, которая указывает, что на его площади эрозионные процессы шли продолжительное время и значительная часть соляного штока размыва.

Анализ строения сульфатной толщи скрытопрорванной соляно-купольной структуры Сатимолы выявил некоторые закономерности, присущие, на наш взгляд, всем структурам центральной части Прикаспийской впадины. Так, установлена прямая зависимость мощностей отдельных составляющих сульфатную толщу, что позволяет по имеющимся данным, характеризующим всю сульфатную толщу или части ее, прогнозировать степень бороносности изучаемой структуры. Нами предполагается, что 41 % мощности сульфатной толщи состоит из нормально-осадочных гипсово-ангидритовых пород, 59 % - из элювиальных образований, две трети которых составляют зону элювиального боронакопления, а третья часть элювиальных образований практически небороносна. На долю борных залежей приходится 13,67 % от мощности сульфатной толщи и 35 % от зоны боронакопления элювиальных образований. При статистической обработке взаимозависимости мощностей составляющих частей сульфатной толщи структуры Сатимолы установлено, что боронакопление в элювиальной толще происходило в довольно широких интервалах разреза, хотя наблюдается некоторая закономерность их распределения. Из 110-метровой мощности зоны элювиальных образований, охарактеризованной 328 рудными скважинами, в первых 10 м нижней 50-метровой зоны от соляного зеркала рудные интервалы вскрыты 21,04 % скважин от общего количества, во всей нижней зоне - 76-23 %, а на оставшуюся 60-метровую приходится 23,77 % рудных скважин. По мере приближения к соляному зеркалу также возрастает коэффициент рудоносности от 0,2 до 1,0. Такая неравномерность распределения бора в вертикальном разрезе элювиальных образований объясняется, по-видимому, тем, что верхняя часть их формировалась за счет бороносных горизонтов соляного массива с меньшим содержанием полезного компонента. С другой стороны, верхняя часть элювия подвергалась более интенсивному воздействию подземных вод, которые по мере фильтрации сверху вниз переносили борную минерализацию.

В результате корреляционного анализа была подтверждена не только предполагаемая связь между наибольшей мощностью сульфатной толщи и нали-

чием на аномальных участках залежей элювиальных боратов, но и зависимость мощностей отдельных составляющих между собой. Найденный коэффициент корреляции 0,85 между мощностями элювиальных образований и всей сульфатной толщи указывает на существующую между ними высокую зависимость. Еще более высокий коэффициент корреляции 0,91 получен между мощностями элювиальных образований и бороносной зоной, который показывает, что чем больше размывалось объемов или массы рудоносных пород соляного массива, тем больше должны быть их мощности. Для определения степени обогащения элювия были взяты отношения количества окислов в четырехметровом слое элювия над соляным зеркалом к количеству их в таком же слое ниже соляного зеркала в местах выхода на соляное зеркало боросолевых пород. Оказалось, что для центрального участка скрытопрорванного купола Сатимолы коэффициент обогащения равен 2,7 при 7 на Индерском куполе. Низкое значение коэффициента обогащения свидетельствует о том, что окислы переходили в элювиальную толщу без особых изменений и естественное обогащение ими элювиальных образований было слабым. В подтверждение вышесказанного нами проведено сравнение степени глинистости рудных тел соляных и элювиальных образований. По данным Т.Н. Кременецкой, Е.Ф. Мельницкой /1976/, содержание глинистого материала, который состоит из кварца, магнезита, гидрослюда, хлорита, каолинита, полевого шпата, доломита, пирита, в небольшом количестве монтмориллонита, в первом рудном теле центрального участка купола Сатимолы составляет 13, во втором – 15, в третьем (нижней части) – 16,5 %. По нашим расчетам, среднее содержание глинистого материала в бороносных породах соляного массива купола Сатимолы составляет 5,17 %, значит, коэффициент обогащения глинистым материалом первого рудного тела – 2,51, второго – 2,90, третьего – 3,19 %, что вполне согласуется с расчетами обогащенности элювия окислами.

Изучение пород соляно-купольных структур центральной части Прикаспийской впадины позволяет сделать следующие выводы:

1. На площадях скрытопрорванных соляно-купольных структур (на примере купола Сатимолы) центральной части Прикаспийской впадины мощности нормально-осадочных ангидритов, зоны элювиальных гипсов, пород элювиального боронакопления и рудных тел находятся между собой в строгой зависимости.

2. По мощности сульфатной толщи или отдельных ее составляющих, которые взаимосвязаны между собой, возможна прогнозная оценка рудоносности исследуемого объекта.

3. Отличительная черта элювиальных отложений скрытопрорванных структур от открытопрорванных – хорошая сохранность, которая является следствием меньшей степени выветривания образующегося элювия.

#### Список литературы

Д и а р о в М. Д., Я р ж е м с к и й Я. Я. Формирование гипсовых шляп кунгурских соляных пород Прикаспия // Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств пород. – Л.: Недра, 1974. – С. 18–23.

- Кременецкая Т. Н., Мельницкая Е. Ф., Ульмас-  
вай А. Ю. Условия образования бороносных гипсовых шляп соляных купо-  
лов Прикаспия // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и  
полезным ископаемым соленосных бассейнов. - Новосибирск: Наука. Сиб.  
отд-ние, 1982. - С. 123-130.
- Кременецкая Т. Н., Мельницкая Е. Ф. Боратовые руды  
зоны гипергенеза // Промышленность горно-химического сырья. - М.:  
НИИТЭХИМ, 1976. - Вып. 5. - С. 20-21.

УДК 553.632(4-925.22)

М.Д. Диаров, К.Т. Тухфатов,  
Г.С. Утарбаев, С.М. Оспанов

К ВОПРОСУ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ  
КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ СОЛЯНО-КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР  
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В изучении условий образования, размещения месторождений калийных солей большой вклад внесли М.Г. Валяшко, А.А. Иванов, М.П. Фивег, Н.М. Страхов, А.Л. Яншин, Я.Я. Яржемский. Труды их способствовали познанию общих закономерностей формирования пород галогенных формаций Прикаспийской впадины. На ее территории в кунгурское время нижней перми происходило осаждение мощной толщи галогенных образований. Первоначальная мощность ее в центральной части оценивается в 3-5 км. В них предположительно было десять калийных горизонтов с суммарной средней мощностью в 60-65 м. Но образованные в кунгурское время калийные соли к настоящему времени пережили свою сложную геологическую историю, которая связана с процессами образования соляно-купольных структур. По периферии впадины калийные соли приурочены к соляным антиклиналям, вздутиям и валам. В центральной части впадины первоначальные пласты калийных солей были втянуты в общую массу солей, поднимающуюся к поверхности земли под влиянием сложных физико-химических факторов. Нарушена была первоначальная последовательность залегания солей. Происходило значительное изменение морфологии залежей, литологических, минералогических, химических составов калийных солей. До недавнего времени соляные отложения куполов изучались буровыми скважинами. Однако за последние годы в результате проведения подземной разведки на калийные и борные соли одного из участков Индерской соляно-купольной структуры и разведочных работ на куполе Сатимола получены новые данные, обогатившие наши знания по вопросам образования, размещения залежей продуктивных пород в условиях соляно-купольных структур. В общем плане полученные данные подтвердили ранее имеющиеся представления о закономерностях размещения, строения и морфологии залежей калийных солей. Тем не менее наши сведения по отдельным аспектам в свете новых данных оказались неравноценными. Прежде всего вскрытие и детальное изучение подземными горными выработками калийных солей Индерской соляно-купольной структуры показали, что каждый ло-

кальный участок развития калийных солей имеет свою историю и изменен по своему. Наряду с участками спокойного залегания калийных солей встречены участки с сильно нарушенными, разорванными и разлинзованными залежами продуктивных пород. Морфология залежей калийных солей во многих случаях невыдержанная. Минеральный их состав непостоянный. Разлинзованность пластов в целом по калиеносной зоне изученного месторождения составляет не менее 50 %.

Все разновидности калийных и калийно-магниевого солей соляно-купольной структуры Сатимола образуют обособленные фациальные комплексы, слагают крылья отдельных изоклинальных соляных складок. Калийные соли часто разлинзованы. На некоторых участках продуктивная толща имеет аномально большую мощность.

Аналогичный характер развития имеют калийные соли соляно-купольных структур Челкар, Шугуль, Круглый, Кыз и ряда других.

Анализ имеющихся материалов соляно-купольных структур позволяет по морфологическим особенностям выделить:

1. Пластообразные тела калийных солей. К ним относится нижний горизонт калийных солей Индерского купола, который подземными горными выработками прослежен по простиранию на расстояние около 2000 м, по падению буровыми скважинами - до 1000 м. Средняя мощность горизонта 3,07 м. По простиранию горизонта наблюдаются фациальные переходы (с северо-запада на юго-восток) кизерит-карналлитовой, сильвин-галитовой, кизерит-карналлитовой, сильвин-лангбейнитовой пород, сильвинитов с глазеритом, сильвинитов, каинит-галитовой и лангбейнит-галитовой пород. Несмотря на поразительную выдержанность маломощных пластов калийных солей, минеральный состав горизонта также резко меняется и по падению пород, где кизерит-карналлитовые породы переходят в сильвиниты и сильвин-полигалитовые. Наблюдается смена каинит-галитовой и лангбейнит-галитовой породы сильвин-галитовыми, каинитовыми и глазеритовыми отложениями. Пластовые залежи калийных солей, по нашим представлениям, сохранились на тектонически спокойных участках по периферии куполов. Простирания их обычно параллельны направлениям крыльев структур.

2. Калийные скопления неправильной формы и аномально большой мощности. Своим происхождением они обязаны слиянию нескольких залежей в процессе формирования соляно-купольных структур. Развита они ограниченно и представляют большой практический интерес. Калийные скопления обнаружены и изучены в районе Центрального Курган-Тау Индерского поднятия и центрального участка купола Сатимола.

3. Линзообразные залежи калийных солей. Иногда продуктивная зона отдельных участков представлена системой линз. Протяженность линзообразных залежей калийных солей, вскрытых подземными горными выработками, колеблется от 300 до 800 м по простиранию и от 300 до 650 м по падению при мощности от 8 до 30 м. Линзообразные залежи калийных солей вскрыты на многих участках Индерского купола и площадях соляных структур Сатимола, Челкар, Круглый, Кыз, Эльтон, Лебяжинский и др.

4. Вынесенные по местным локальным тектоническим узлам линзочки карналлита. Они наблюдаются по разрезам подземных горных выработок Индерского купола. Размеры их небольшие, в пределах до 10 м. Они отшнуровывались от основной залежи в результате всеобщего давления и выжимания солей.

Вышеописанные типы залежей следуют ожидать и на площадях новых, еще не изученных соляно-купольных структур Прикаспийской впадины. По нашему мнению, из общего количества изученных залежей калийных солей соляно-купольных структур региона примерно 10 % составляют пластовые залежи, 10 - калийные скопления, 75 - линзообразные, 5 % - вынесенные залежи калийных солей.

На площадях изученных структур калийные соли характеризуются пестрым литологическим составом.

На Индерском куполе в мономинеральных солях (по 229 скважинам с содержанием окиси калия от 4,8 до 23 %) на долю полигалита приходится 51,6 %, сильвина - 31,5, карналлита - 6,1, кизерита - 7,4 и каинита - 0,4 %.

В полиминеральных калийных солях (по 703 скважинам с содержанием окиси калия от 4,8 до 30 %) количество парагенезисов с участием полигалита составляет (%) - 33,7, сильвина - 29,3; карналлита - 12,1; кизерита - 17,1; каинита - 4,6; сингенита - 1,1; бишофита - 0,8; лингбейнита - 0,35; глазерита - 0,3; гергеита - 0,25 и глауберита - 0,40. Каждая соляно-купольная структура характеризуется своей минералогической особенностью. Каждой структуре присущи свои количественные соотношения калийных минералов.

Основные закономерности размещения залежей калийных солей соляно-купольных структур Прикаспийской впадины нам представляются в следующем виде:

1. Слабоизмененные в морфологическом отношении пластовые залежи калийных солей развиты преимущественно в периферийной части куполов. Простирание их определяется направлением крыльев структур.

2. Залежи калийных солей на своде соляных массивов приурочены к крыльям брахиантиклинальных соляных структур.

На современном этапе развития соляных массивов, на своде их преобладают кольцевые и полукольцевые структуры различной протяженности, и залежи продуктивных пород в общем плане повторяют конфигурации этих структур. Размеры залежей локальных участков в конечном итоге определяются протяженностью общих складок течения солей.

3. На своде соляных массивов редки хорошо сохранившиеся шарниры соляных складок. Даже в обнаруженных шарнирах, вопреки сложившимся представлениям, аномально большие по мощности калийные и борные соли не сохранились.

Наиболее перспективными для постановки поисковых работ в свете новых данных оказываются площади, находящиеся между близлежащими кольцевыми структурами. На этих участках в отдельных случаях формируются аномально большие по мощности залежи продуктивных пород в результате выжимания и слияния продуктивных пластов нескольких брахиантиклинальных структур под влиянием тектоники.

М.Д. Диаров, И.К. Вакурова

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БРОМА –  
ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ  
БОРНО-КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Особенности кристаллизации брома при выделении галоидных солей натрия, калия и магния из растворов были изучены Г.И. Бёке /Boeke, 1908/. Свое дальнейшее развитие они получили в работах В.И. Николаева, И.Н. Лепешкова /1935/, К.С. Чиркова, М.С. Шнее /1939/, М.Г. Валяшко, Т.В. Мандрыкиной /1952/. Их исследования позволили выяснить закономерности, лежащие в основе распределения брома между кристаллами и раствором, и установить особенности поведения брома в процессе испарения морской воды и кристаллизации из нее солей.

По результатам проведенных исследований вышеуказанными авторами была окончательно разработана основа для использования содержания брома и величины бромхлорного отношения в качестве генетического критерия процессов галогенеза.

Однако применение значений брома и бромхлорного коэффициента к изучению галогенных отложений соляно-купольных областей, особенно отдельных соляных куполов, значительно затруднено по следующим причинам:

1. В период осаждения соляных минералов, в том числе хлоридов, рапа меняла свой состав в результате метаморфизации рассолов.

2. В результате небольших тектонических подвижек для солеродного бассейна рапа могла мигрировать с одного участка в другой.

3. После своего образования соляные отложения уплотнялись, происходило выжимание рассолов, и соляные отложения претерпели изменения.

Тем не менее многие исследователи в разное время изучали особенности распределения брома в соляных отложениях отдельных куполов.

В частности, М.П. Фивег, Н.И. Банера /1968/, Я.Я. Яржемский /1968/ и др., сопоставляя величины бромхлорного коэффициента соляных пород Индерского купола, пришли к выводу о первичном характере образования карналиитовых и бишофитовых пород из морских рассолов и вторичном – сильвинитов и полигалитовых пород, имеющих пониженные бромхлорные коэффициенты.

Накопленные материалы по бромю требовали осторожного критического подхода к анализу распределения его в галогенных отложениях соляно-купольных структур.

В настоящей работе мы предприняли первую попытку проанализировать особенности распределения брома в борно-калийных солях Индерского, Сати-молинского и Челкарского куполов.

Для оценки степени изменения солей после седиментации нами были использованы генетические графики бромхлорных коэффициентов, разработанные М.Г. Валяшко и Т.В. Мандрыкиной /1952/. На них были нанесены результаты анализов отдельных литологических разновидностей соляных пород. В пределах Индерского купола были изучены 13 литологических разновидностей борноносных солей (см. рисунок).

Для анализа условий образования бороносных соляных пород был построен график бромхлорного отношения (по 32 точкам) пород галитовой зоны в зависимости от их состава. При этом было выяснено, что значительная часть бороносного галита образовалась в зоне нормального галита. Примерно 1/3 точек соответствует зоне образования сильвина. Пять точек попадает в зону карналлита. Следовательно, в этой зоне участвует галит различной стадии солеотложения.

Полигалитовая зона (по 1035 анализам) представлена полигалит-галитовой, полигалит-сильвин-галитовой, полигалит-лангбейнит-галитовой и сильвин-полигалит-галитовой породами. Анализ расположения точек показал, что значительная часть сильвина и галита из этой зоны отлагались в сильвинитовой и карналлитовой стадии солеотложения и полигалит, видимо, являлся вторичным.

Рассмотрение значений бромхлорного коэффициента (по 552 анализам) пород сильвинитовой зоны установило, что сильвин, находящийся в сильвин-галитовой пачке, формировался в различных стадиях солеотложения: 21 % породы - в галитовой, 59 - в сильвинитовой и 20 - в карналлитовой стадии; 46 % лангбейнитовых сильвинитов являются переотложенными: 45 % точек относится к области нормальных сильвинитов и 9 % образовались в зоне карналлита.

Анализ расположения точек значений бромхлорного коэффициента пород карналлитовой зоны (по 424 анализам) показал, что 40 % точек попадает в зону нормального карналлита, 15 - в зону сильвинита и 45 - в зону бишофита.

По куполу Сатимола, по значениям бромхлорного коэффициента, 55 % точек породы галитовой зоны попадают в область нормального галита, а остальная часть галита носит переотложенный характер.

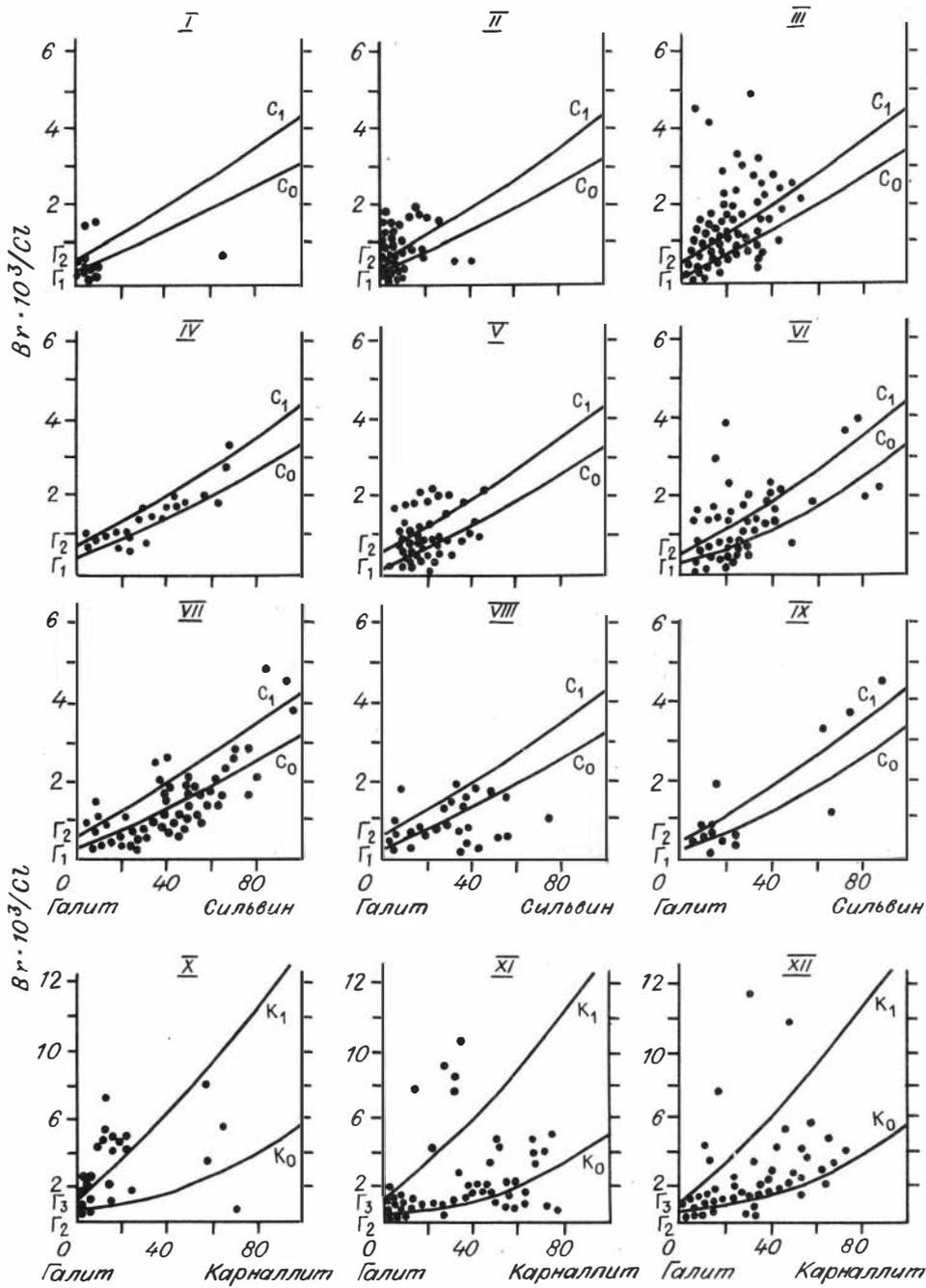
Отложения полигалитовой зоны, представленные ангидрит-полигалит-галитовой, полигалит-галитовой и сильвин-полигалит-галитовой породами, в своей основной массе являются вторичными. От 31,81 до 54,84 % сильвина из этой зоны являются переотложенными; от 13,64 до 27,7 % точек попадают в зону нормального сильвина и от 29,03 до 43,99 % сильвина осаждались в зоне карналлита. При этом было выяснено, что 46,15 % сильвина из сильвинитовой зоны структуры Сатимола являются переотложенными.

По карналлитовой зоне пород было установлено, что 88,24 % карналлитов характеризуются заниженным значением бромхлорного коэффициента и только 11,76 % точек относится к зоне нормального карналлита.

По Челкарской структуре 88 % бороносного галита соответствуют галитовой зоне и только 12 % галита по значению бромхлорного коэффициента попадают в зону нормального сильвина. 45 % сильвина из сильвинитовой зоны купола образовалось за счет разложения карналлита; 22 % сильвина приходится к зоне нормального сильвина и 33 % характеризуются пониженным значением бромхлорного коэффициента.

К нормальным карналлитам относятся от 38 до 46 % карналлитовых бороносных пород купола и от 50 до 63 % пород этой зоны являются бедными по бром и только 4 % карналлитов образовалось в бишофитовой зоне.

Содержание брома в основной массе (90 %) бишофитовых пород соответствует ожидаемому, т.е. зоне нормального бишофита, и только 10 % пород



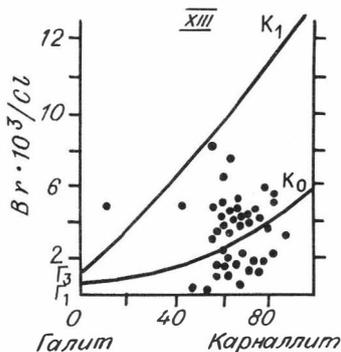


График бромхлорных отношений бороносных пород месторождения № 99 Индерского купола.

$\Gamma_1\Gamma_2 - \text{Cl}_1\text{Cl}_0$  - область нормальных бромхлорных отношений солей на стадии кристаллизации сильвина из морской воды;  $\Gamma_2\Gamma_3 - \text{K}_1\text{K}_0$  - область нормальных бромхлорных отношений на стадии кристаллизации карналлита из морской воды; I-XIII - значения бромхлорных отношений для: I - галит-сильвина, II - полигалит-галит-сильвина, III - сильвин-полигалит-галита, IV - полигалит-кизерит-сильвина, V - сильвин-галита, VI - полигалит-сильвин-галита, VII - полига-

литового сильвина, VIII - сильвинитового лангбейнита, IX - сильвин-каинита, X - сильвин-карналлит-галита, XI - сильвин-кизерит-карналлит-галита, XII - сильвин-карналлит-кизерита, XIII - кизерит-карналлита.

этой зоны Челкарского купола характеризуется пониженным значением бромхлорного коэффициента.

Таким образом, анализ особенности распределения брома в бороносных соляных отложениях куполов Индер, Сатимола и Челкар показывает целесообразность использования значений бромхлорного коэффициента в качестве генетического критерия оценки условий образования борно-калийных и бороносных солей соляных массивов Прикаспийской впадины и способствует познанию сложных минералогических превращений в условиях соляно-купольных структур.

### Список литературы

- В а л я ш к о М. Г., М а н д р ы к и н а Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический поисковый признак // Тр. ВНИИгалургии. - 1952. - Вып. XXIII. - 63 с.
- Н и к о л а е в В. И., Л е п е ш к о в И. Н. Бромные равновесия Индерского озера в связи с вопросом о пределе накопления брома в сильвинитовых щелоках // Калий. - 1935. - № 8. - С. 18.
- Ч и р к о в С. К., Ш н е е М. С. Распределение брома в водно-карналлитовой системе // Прикладная химия. - 1939. - Т. XII, № 2. - С. 209-219.
- Ф и в е г М. П., Б а н е р а Н. И. Палеогеография кунгурского соленакпления восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба // Литология и полез. ископаемые. - 1968. - № 1. - С. 33-43.
- Я р ж е м с к и й Я. Я. Вопросы формирования боратов. - Л.: Недра, 1968. - 93 с.
- В о е к е Н. Е. Über das Kristallisationschema der Chloride, Bromide, Iodide von Natrium, Kalium und Magnesium, sowie über das Vorkommen des Broms und Fehlen von Iod in den Kalisalzlagern // Z. Kristallogr. - 1908. - Bd. 45. - 346 S.

К.А. М а в р и н

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ (ГГДС)  
И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
СОЛЕННЫХ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ БАССЕЙНОВ  
(НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ)

Общеизвестно огромное влияние подземных вод на водовмещающие породы и пород на состояние и состав подземных растворов. Наличие соленых толщ в разрезе осадочно-породных бассейнов не могло не иметь исключительных по своему значению геохимических последствий, повлиявших на характер взаимодействия в системе вода – порода и формирование различных полезных ископаемых.

В процессе эволюционного развития осадочно-породных бассейнов эволюционируют и системы подземных вод, получившие название природных водонапорных (ПВНС) или геогидродинамических систем (ГГДС). Под последними понимают системы водоносных (флюидосодержащих) пластов и трещинных зон с заключенными в них напорными водами, обладающими общими условиями создания напора, а следовательно, и первоисточника движения. Условия создания напора меняются в процессе развития осадочно-породных бассейнов, что приводит к возникновению различных типов ГГДС (см. схему).

В областях глубокого погружения фундамента и накопления многокилометровых толщ осадков направленность развития ГГДС идет от элизионной системы, которая трансформируется в термоэлизионную (термогидродинамическую) при глубоком погружении осадочных образований и в инфильтрационную при инверсионном поднятии и развитии денудационных процессов. Между изначальной элизионной и конечной инфильтрационной системами в процессе эволюции осадочно-породных бассейнов возникают другие типы ГГДС, для каждой из которых характерны свои особенности взаимодействия в системе вода – порода, приводящие к определенным геологическим результатам.

Природные воды, являясь средой седиментации, захороняются вместе с твердой фазой и по мере погружения осадков взаимодействуют с различными его компонентами. Известно, что при погружении пористость глин сокращается от 70–90 % в донных осадках до 2–9 % на глубине 3 км /Вассоевич, 1960; Нестеров, 1965/. Пористость песчаников в этом же интервале изменяется от 25–30 до 12–20 % /Энгельгардт, 1964; Добрынин, 1968/. Воды глин, выдавливаясь в поровое и трещинное пространство других литологических разностей пород, создают избыточное давление, которое вызывает отток вод от погружающихся участков бассейна вверх и к периферии.

В процессе отжатия вод изменяются механические свойства пород, возникают зоны уплотнения и разуплотнения, гидроразрывы, иногда проявляются грязевой вулканизм и песчаный диапиризм /Холодов, 1978, 1987/, происходят концентрирование и рассеяние элементов, в том числе различных металлов, нефтяных углеводородов и др.



Схема классификации и эволюции природных водонапорных (геогидродинамических) систем.

Трансформация глинистых минералов происходит на разных термодинамических уровнях и по мере погружения осадков возобновляется многократно. В результате монтмориллонит преобразуется в иллит (гидрослюда), железистые хлориты – в магнезиальные, глауконит – в хлорит и мусковит (серицит). "В результате позднекатагенетической переработки, – отмечает И.Д. Зхус, – все первоначально полиминеральные ассоциации становятся одинаковыми, состоящими только из гидрослюда и хлорита" /1978, с. 420/.

Интенсивная водоотдача монтмориллонитовых глин при переходе их в иллит происходит при температуре 70–120 °С. Как показывают исследования Н.Г. Линдтропа и др. /1970/, из 1 км<sup>3</sup> монтмориллонита в интервале глубин 1800–2800 м высвобождается 100 млн т воды.

Активная гидрослюдизация смешанослойных минералов глин и дегидратация проявляются и на глубинах 4–4,5 км. На этих глубинах наиболее часто отмечается распреснение подземных рассолов, в частности, вскрываемых скважинами в Южном Предуралье и Прикаспии. Здесь же фиксируются и зоны с СГСД (АВПД).

Глубинность отмеченных процессов преобразования глинистых минералов и само "отжатие" связанных вод зависят от многих условий (темпа седиментации, интенсивности и величин тепловых потоков, мощности глинистых прослоев, самого характера их переслаивания и состава пород, с которыми они переслаиваются).

По мере погружения пород и высвобождения различных видов связанной воды происходит мобилизация металлов поглощенного комплекса, которые затем мигрируют вместе с подземными водами и создают ореольные или стратифицированные скопления на различного рода геохимических барьерах.

Важное геохимическое значение на элизионном этапе имеет преобразование карбонатных минералов, являющихся поставщиками углекислоты в подземные воды. Экспериментальные данные /Киссин, Пахомов, 1969/ показывают, что в зоне температур от 75 до 120 °С при давлении насыщенного пара карбонатные минералы с дистиллированной водой гидролизуются с образованием  $\text{CO}_2$ , количество которой коррелятивно связано с температурой. Схематически гидролиз карбоната кальция выражается формулой:  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{CaOH}^+ + \text{OH}^- + \text{CO}_2$ . Гидролиз карбонатов реализуется только в открытой системе, а рассеянный  $\text{CaCO}_3$  в слабопроницаемых мощных глинистых толщах является весьма устойчивым /Холодов, 1983/.

Особое место в элизионном процессе принадлежит гидролизу алюмосиликатов песчаных разностей пород. Наилучшим образом алюмосиликаты сохраняются в условиях аридного континентального осадконакопления. А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов /1972/, детально изучившие минеральные парагенезы верхнепермских граувакк Предуральяского краевого прогиба, по составу обломочного материала выделили две ассоциации: диабазо-спилитовую в комплексе преимущественно лагунных и морских отложений уфимского и казанского ярусов и альбито-фибро-фельзитовую в комплексе главным образом аллювиально-дельтовых татарских пород.

С.Л. Шварцев /1985/ отмечает полную химическую несовместимость алюмосиликатов с природными водами, что делает систему вода – алюмосиликаты "одной из наиболее реакционноспособных, саморазвивающихся" /с. 255/. При взаимодействии воды с алюмосиликатами, основную часть которых составляют полевые шпаты, раствор обогащается Na, K, Ca, частично Si. Процесс разложения алюмосиликатов происходит не только при выветривании, но и на катагенетической стадии погружающихся бассейнов. Следовательно, подземные воды элизионного генезиса способны выносить продукты разложения алюмосиликатов.

Происходящие катагенетические преобразования глин и других пород сопровождаются соответствующими преобразованиями органического вещества, захороняемого вместе с осадками. На каждой стадии катагенеза С.Т. Неручев и др. /1976/ рассчитали общие потери РОВ при погружении палеобассейна. В результате проведенного анализа выяснилось, что более 65 % РОВ, сохранившегося после диагенеза, разлагается при погружении на глубины 5–6 км, т.е. на элизионной стадии развития осадочно-породного бассейна. Из них 28 % идет на образование нефтяных углеводородов.

Нефтегенерирующие способности гумусовых ОБ намного уступают таковым сапропелевого. Промежуточное положение занимает сапропелево-гумусовое РОВ, характерное для подсолевых отложений Южного Предуралья, которое продуцирует в 2 раза /в весовом отношении/ больше метана, чем битумоидов. После прохождения ГФН сапропелевое и гумусовое ОБ генерируют лишь метан.

Глубинная зональность катагенеза ОБ различна в бассейнах разного типа. Основная закономерность заключается в том, что в бассейнах палеозой-

ской складчатости и на древних платформах наблюдается сокращенная палеоглубинность катагенеза РОВ. В таких бассейнах, как отмечают Г.М. Парпарова и др. /1986/, на глубине 4 км ОВ преобразуются от градации МК<sub>2</sub> до градации МК<sub>1</sub>, т.е. может доходить до газовой стадии.

В бассейнах с мощным чехлом, с высоким темпом седиментации и в бассейнах, в разрезе которых имеются значительные толщи солей, наоборот, палеоглубинная зональность катагенеза сильно растянута. На глубине 4 км в таких бассейнах РОВ преобразовано только до градации МК<sub>1</sub>, а ГФН прослеживается до 6–7 км. В частности, смещение температурной зоны от 2 до 6 км для ГФН за счет охлаждающего эффекта соленосной толщи кунгура в Прикаспийской впадине отмечают Г.Т. Терентьева, В.И. Кайдалов /1986/ и др.

На элизионном этапе эволюции осадочно–породных бассейнов в условиях повышающихся температуры и давления происходит постоянное преобразование как твердой, так и жидкой фаз. Первично–седиментационные подземные воды свободного порового пространства пополняются продуктами преобразования глинистых минералов, карбонатов, алюмосиликатов, РОВ пород. Помимо молекул отжатой пленочной, межслоевой, физически связанной дегидратированной воды и жидких УВ в свободные гравитационные подземные воды поступают двуокись углерода, сероводород, метан и его гомологи, аммиак, органические кислоты, соединения металлов и металлоидов, различные микроэлементы. При этом часть молекул воды разлагается на ионы и вновь синтезируется, определяя специфику геохимической среды. С поступлением СО<sub>2</sub> и Н<sub>2</sub>С в пластовые воды связаны реакции, приводящие к образованию вторичного кальцита, доломита, пирита, целестина, гидрослюд и других минералов.

Отмечается /Кирюхин, Швец, 1980/ обогащение подземных вод йодом в зоне температур 100–120 °С, т.е. в интервале ГЗН. Примерно в этой же зоне в подземные воды поступает азот в молекулярной форме и в форме аммиака, который, растворяясь, образует ион аммония.

Рассмотренные виды взаимодействия вода – порода, соответствующие начальной и средней стадиям катагенеза, характеризуют элизионные водонапорные (геогидродинамические) системы.

При погружении осадочных образований на большие глубины (обычно более 5 км) элизионная система преобразуется в термогидродинамическую (термоэлизионную, по А.А. Карцеву), в которой взаимодействие системы вода – порода отвечает условиям позднего ката–метагенеза и регионального метаморфизма.

В.В. Колодий /1983/ считает, что "термогидродинамические системы, по–видимому, имеют квазизастойный режим вод, оживляющийся в периоды диастрофизма" /с. 21/. Разгрузка глубокозалегающих подземных вод происходит периодически по трещинам в результате землетрясений. В недрах же формируются сверхгидростатические давления.

С глубиной все сильнее проявляется дефицит емкостного пространства. Его уменьшение компенсируется ростом давления и удельной газоместимости. Процент жидких флюидов в связи с этим снижается до минимума. Преобладающей является вертикальная миграция флюидов. При наличии разломов в фундаменте возможно проникновение в осадочную оболочку мантийных газов, водорода и гелия.

На больших глубинах активно идут процессы хлоритизации смешанослойных /Логвиненко, 1968/, сопровождающиеся выделением избытка кремнекислоты в виде опала и халцедона. Растворимость аморфной кремнекислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает в щелочной среде. Продолжающееся образование  $\text{CO}_2$  способствует растворению кварца, халцедона, опала.

На больших глубинах (при температуре 200–300 °С и более) идет активная деструкция сульфатных пород. Сульфатный ион в водной среде взаимодействует с газообразными  $\text{UB}$ , генерируя abiогенный сероводород /Амурский и др., 1980/.

Термодеструкция минералов и остаточного  $\text{OB}$  приводит к формированию возрожденных вод, которые образуют парогазовые смеси. Эти смеси при снижении температуры и давления переходят в конденсационные и соллюционные воды /Колодий, 1983/, которые, смешиваясь с рассолами нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений, способствуют их распреснению, что отмечается на многих месторождениях Южного Предуралья и Прикаспия.

Глинистые толщи в термобарических условиях позднего мезокатагенеза, апокатагенеза и метагенеза вплоть до графитовой стадии генерируют  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SiO}_2$ , а остатки  $\text{POB}$  еще и углеводородные газы. В результате всех этих процессов формируются сложные углекисло-сероводородно-кремнистые растворы /Холодов, 1985/. По данным А.М. Блоха /1969/, перегретые воды и надкритические гомогенные флюиды характеризуются очень высокой текучестью и расклинивающей способностью.

В Южном Предуралье стадию термогидродинамического режима прошли древние толщи рифей-венда и флюидные образования девона и нижнего карбона, выведенные в процессе последующего орогенеза на поверхность в зону гипергенеза и инфильтрационной ГГДС на западном склоне Южного Урала. Характерные признаки этих толщ – сильная уплотненность пород и почти полная колюматация порового и первично-трещинного пространства. О циркуляции кремнистых растворов здесь свидетельствуют трещины, залеченные кварцем с раскристаллизацией до образования горного хрусталя.

В пределах южной части Предуральского краевого прогиба и в Прикаспийской синеклизе элизонная ГГДС подсолевых образований претерпела воздействие специфической ГГДС "опускающихся рассолов" /по М.Г. Валяшко/ или "гравитационно-рассольной" /по В.Н. Холодову/. Эта система возникла после отложения солей кунгура. Средняя седиментационная мощность солей около 2 км.

Экспериментальные исследования, которые более 20 лет тому назад начали М.Г. Валяшко и др. /1963, 1965/, а затем были продолжены А.И. Поливановой /1967, 1982/, показали, что системы, в которых жидкость вверху тяжелее, чем внизу, являются гравитационно неустойчивыми. Более плотные растворы в этом случае струями опускаются вниз, а более легкие поднимаются вверх, т.е. возникает "струйное гравитационное движение", которое может проходить как в гидростатической, так и в гидродинамической системах.

В природных условиях гравитационно-неустойчивая система возникает в процессе галогенеза. Плотная межкристалльная рапа эвапоритовых бассейнов, отделяясь (отжимаясь) от солевой толщи, медленно просачивается в нижележащие глинистые, песчаные и карбонатные отложения, вступая с ними в сложное физико-химическое взаимодействие.

Следствием этого взаимодействия являются следующие основные процессы: 1) преобразование глинистых минералов с формированием вторичных магнезиальных силикатов глин; 2) доломитизация известняков; 3) специфические условия преобразования РОВ; 4) метаморфизация подземных вод с образованием хлор-кальциевых рассолов; 5) образование металлонесных (рудных) рассолов.

В морских эвапоритовых бассейнах по мере сгущения исходный раствор все более приближается по составу к хлормagneиовому типу. На галитовой стадии концентрации рапы с каждым кубическим километром отложившихся солей захороняется  $2 \text{ км}^3$  маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг. Эти рассолы при проникновении в подстилающие терригенные отложения вступают во взаимодействие с комплексом аллотигенных и аутигенных силикатных минералов. При этом, как показали экспериментальные исследования Н.К. Власовой /1978/, кальциевые силикаты превращаются в гидромагнезиальные силикаты группы сепиолит-пальгорскита.

Многие авторы указывали, а Н.К. Власова, М.Г. Валяшко /1971/ и Н.К. Власова /1978/ экспериментально показали, что при взаимодействии маточных рассолов с карбонатом кальция при температуре 150–300 °С и давлении насыщенного пара идет процесс доломитизации известняков. Этот процесс особенно интенсивно проявляется в тектонически ослабленных зонах, вблизи разломов, в кавернозных разностях пород. Вещественным результатом опускающихся рассолов солеродных бассейнов является аутигенное образование магнезиальных карбонатов и силикатов, которые широко представлены в подсолевом палеозое Южного Предуралья и Прикаспия.

Специфические условия преобразования РОВ в подстилающих солеродных бассейнах отложениях заключаются в том, что в них подавляются процессы бактериального разложения ОВ ввиду пропитывания крепкими рассолами, причем на сравнительно ранней стадии захоронения. Опускающиеся рассолы консервируют захороненное ОВ.

Попадая в результате тектонического опускания в зоны нефте-, а затем газообразования, захороненное ОВ генерирует большие массы термokatалитических УВ. Наличие хорошего флюидупора, каковым являются соли, определяет большие масштабы накопления и сохранения УВ. Эти выводы позволяют высоко оценить продуктивность (особенно газоносность) больших глубин соленосных бассейнов, поскольку именно в них, из-за большой массы консервированного ОВ, ГФН сильно растянута. Не исчерпав свой нефтегенерационный потенциал, ОВ попадает в термобарические условия, при которых жидкие УВ не образуются, а РОВ могут проявить себя как мощные генераторы УВ газов.

С ГГДС опускающихся рассолов солеродных бассейнов связаны процессы формирования состава подземных вод хлоркальциевого типа. Эти рассолы содержат различные микроэлементы, в том числе повышенные концентрации тяжелых металлов. У нас в стране широко известны металлонесные рассолы Челеккенского полуострова, а за рубежом – Калифорнийские рассолы в районе оз. Солтон-Си, рассолы впадин Красного моря /Эмери, и др., 1974/. Генезис этих термальных рассолов различный, но объединяет их обязательная связь с эвапоритовыми отложениями.

Суть процесса мобилизации рудного вещества осадочных пород заключается в следующем. Рассолы эвапоритовых бассейнов, опускаясь в подсолевую

толщу, способствуют повышению минерализации седиментогенных, изначально морских (талассогенных), а иногда и инфильтрогенных (метеогенных) вод этой толщи, увеличивая их агрессивность по отношению поглощенного комплекса тяжелых металлов. Эта агрессивность обусловлена высоким содержанием в рассолах комплексообразователей ( $Cl^-$  и  $Br^-$ ) и их кислой средой ( $pH = -5,5$  и ниже).

Расчеты и экспериментальные исследования Л.Г. Богашовой и др. /1982/ показали, что для создания рудных концентраций тяжелых металлов в поровых рассолах достаточно выщелачивания из пород лишь 10 % их валового кларкового содержания. В Южном Предуралье содержание меди в пермских молассах намного превышает кларковое содержание.

Перенос и мобилизация металлов при стратиформном рудообразовании могут быть связаны как с элизионными, так и с инфильтрационными ГГДС. Так, в Южном Предуралье мобилизация рудного вещества (в частности, меди) в надсолевой толще связана с действием рассолов выщелачивания соляных куполов, опускающихся в сопряженные с ними межкупольные синклинальные блоки. По-видимому, помимо гравитационного опускания, в подстилающие и перекрывающие эвапоритовую формацию отложения происходит также диффузионное проникновение солей.

Многие седиментационные бассейны после завершения прогибания начинают испытывать инверсионное поднятие, сопровождающееся денудацией, что ведет к снижению литостатической нагрузки на погребенные комплексы и деградации предшествующей элизионно-термогидродинамической обстановки. В подсолевом комплексе снижение давления и температуры приводит к внутреннему перераспределению вещества. Возникает новая геогидродинамическая система, которую предлагается называть "интерпелляционной" ГГДС. Генерационный потенциал пород и РОВ к моменту возникновения такой системы, как правило, уже израсходован.

В верхних частях разреза осадочно-породных бассейнов в условиях инфильтрационных ГГДС взаимодействие подземных вод с породами обусловлено проникновением метеогенных, как правило, холодных и маломинерализованных вод. Инфильтрационное субаэральное питание водоносных горизонтов и комплексов нарушает установившееся ранее геохимическое равновесие в системе вода - порода. По направлению нисходящих движений инфильтрационных вод формируется гидрохимическая и минералого-геохимическая зональность. Границы зон весьма сложны и подвижны вследствие неустойчивой окислительно-восстановительной обстановки.

В пределах Предуральского прогиба в Южном Предуралье инфильтрационное воздействие испытали в основном надсолевые и отчасти сами соленосные породы. Здесь с инфильтрационными процессами так или иначе связано образование различных видов полезных ископаемых. Это окисленные битумы - природный асфальт (Каировка), гидротированные сульфатные породы - гипсы (Дубиновский гипсорудник), самородная сера (Подгорное), рудные скопления типа "медистых песчаников", питьевые минеральные лечебные подземные воды.

## Список литературы

- А м у р с к и й Г.И., Ж а б р е в И.П., М а к с и м о в С.П., С о -  
к о л о в В.Л. Сероводородсодержащие газы - условия образования и мас-  
штабы распространения // Геология нефти и газа. - 1980. - № 5. - С.11-18.
- Б л о х А.М. Структура воды и геологические процессы. - М.: Недра, 1969. -  
216 с.
- Б о г а ш о в а Л.Г., М у р а в ъ е в а Л.Я., Р о д и о н о в а И.П.,  
В а л я ш к о М.Г. Роль рассолов галогенных отложений в мобилизации  
рудных элементов // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам  
и полезным ископаемым соленосных бассейнов. - Новосибирск: Наука. Сиб.  
отд-ние, 1982. - С. 4-11.
- В а л я ш к о М.Г., П о л и в а н о в а А.И., Ж е р е б ц о в а И.К.  
Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного  
веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональ-  
ностью // Геохимия. - 1963. - № 3. - С. 312-329.
- В а л я ш к о М.Г., П о л и в а н о в а А.И., Ж е р е б ц о в а И.К.  
Струйное гравитационное движение и его роль в формировании и распростра-  
нении природных вод // Вест. МГУ. - Сер. 4, Геология. - 1965. - № 5. -  
С. 9-31.
- В а с с о е в и ч Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного  
уплотнения глинистых осадков // Новости нефт. техники. Геология. -  
1960. - № 4. - С. 11-15.
- В л а с о в а Н.К. Экспериментальное изучение процессов метаморфизации  
растворов морского галогенеза карбонатом и силикатами кальция: Автореф.  
дис. ... канд. геол.-мин. наук. - М., 1978. - 22 с.
- В л а с о в а Н.К., В а л я ш к о М.Г. Экспериментальное исследование  
взаимодействия метаморфизованных морских рассолов с карбонатом кальция //  
Геохимия. - 1971. - № 5. - С. 610-611.
- Д о б р ы н и н Б.М. Изменение максимальной первичной пористости песча-  
ников на больших глубинах // Геология нефти и газа. - 1968. - № 9. -  
С. 44-49.
- З х у с И.Д. Глинистые минералы различных климатических и гидрохимичес-  
ких зон на разных стадиях литогенеза // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 232,  
№ 2. - С. 426-429.
- К и р ь х и н В.К., Ш в е ц В.М. Процессы формирования йодных вод. -  
М.: Недра, 1980. - 95 с.
- К и с с и н И.Г., П а х о м о в С.И. К геохимии углекислого газа в глу-  
боких зонах подземной гидросферы // Геохимия. - 1969. - № 4. - С.460-472.
- К о л о д и й В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в  
миграции и аккумуляции нефти (на примере юга СССР). - Киев: Наук. думка,  
1983. - 248 с.
- К о с с о в с к а я А.Г., Ш у т о в В.Д. Минеральные парагенезы грау-  
вакк, их климатическая специфика и связи с полезными ископаемыми //  
Граувакки. - М.: Наука, 1972. - С. 323-333.
- Л и н д т р о п Н.Т., А н ф и л а т о в а Э.А., Д м и т р и е в а Е.А.  
Геологические закономерности распространения крупных месторождений неф-  
ти и газа за рубежом. - Л.: Недра, 1970. - 152 с.

- Л о г в и н е н к о Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. - Л.: Наука, 1968. - 92 с.
- Н е р у ч е в С.Г., В а с с о е в и ч Н.Б., Л о п а т и н Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Труды 25 сессии Международ. геол. Конгресса. Горючие ископаемые. - М.: Наука, 1976. - С.47-62.
- Н е с т е р о в И.И. Уплотнение глинистых пород // Сов. геология. - 1965. - № 12. - С. 69-80.
- П а р п а р о в а Г.М., Н е р у ч е в С.Г., Ж у к о в а А.В. и д р. Глубинная зональность катагенеза и петрографические свойства РОВ на больших глубинах в бассейнах разного типа // Нефтегазообразование на больших глубинах. У Всесоюз. семинар: Тез. докл. - М., 1986. - С. 13-15.
- П о л и в а н о в а А.И. Особенности движения подземного потока в глубоких прогибах и районах соленакпления в связи с условиями формирования залежей нефти и газа // Геология нефти и газа. - М.: Недра, 1967. - С. 490-496.
- П о л и в а н о в а А.И. Роль плотности и состава в перемещении растворов (по экспериментальным данным) // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - С. 16-28.
- Т е р е н т ь е в а Г.Т., К а й д а л о в В.Н. Перспективы поисков залежей нефти в глубоководных бортовых участках Прикаспийской впадины // Нефтегазообразование на больших глубинах. У Всесоюз. семинар: (Тез. докл.). - М.: 1986. - С. 13-15.
- Х о л о д о в В.Н. Песчаный диапиризм - новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. - 1978. - № 4. - С. 50-67.
- Х о л о д о в В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). - М.: Наука, 1983. - 150 с.
- Х о л о д о в В.Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы. - М.: Наука. - 1985. - Т. I. - С. 226-253.
- Х о л о д о в В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. - 1987. - № 4. - С. 50-67.
- Ш в а р ц е в С.А. Физико-химическая и геологическая эволюция системы вода - порода // Подземные воды и эволюция литосферы. - М.: Наука, 1985. - Т. I. - С. 253-266.
- Э м е р и К., Х а н т Д ж., Х е й с Э. Общий обзор проблем термальных рассолов и рудных осадков Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1874. - С. 7-26.
- Э н г е л ь г а р д т В. Поровое пространство осадочных пород. - М.: Недра, 1964. - 232 с.

А.Н. И м а м е е в, В.И. Г у с е в, В.К. М а и л я н ц,  
И.С. П л е щ е е в, В.Ф. Г о р я н о в,  
К.Г. Н а т ф у л л и н, Б.Ф. И в а н ь ш и н

## СОЛЯНАЯ ЗАЛЕЖЬ СОЛОНЧАКА МЕРТВЫЙ КУЛТУК И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Солончак Мертвый Култук, как и другие обширные солончаки Северо-Восточного Прикаспия (Кайдак, Кара-Кичу), в недавнем прошлом был осолоненным заливом Каспийского моря. Каспий покинул эту обширную территорию в 20–30-х годах нашего столетия. С тех пор происходит ее дальнейшее осушение. В настоящее время сор Мертвый Култук на большей части покрыт пустынной растительностью и только на юго-востоке представляет собой непроходимый солончак. В периоды весеннего половодья и во время дождей на топкой части солончака, в обширных понижениях образуются озера с соленой водой, при высыхании которых остаются залежи мирабилита мощностью до 20 см и площадью в десятки квадратных километров. Соли этих залежей частично рассеиваются ветром, а частично растворяются при следующем обводнении и, проникая в горизонт подземных вод новокаспийских отложений, пополняют запасы их солей.

В прибортовой юго-восточной части солончака при картировочном бурении, проведенном Космоаэрогеологической экспедицией № 1 НПО "Аэрогеология", была вскрыта соляная залежь, названная по имени сора Култукской. Представлена она преимущественно мирабилитовой породой с незначительными прослоями и примесью каменной соли, астраханитовой и глауберитовой пород. Мощность Култукской соляной залежи на изученном участке колеблется от 31 до 46 м. Восточнее она резко сокращается до 1–2 м (скв. 2015, 2016), и одновременно происходит замещение мирабилитовой породы астраханитовой. Северо-восточнее залежь представлена астраханитовой породой и каменной солью (скв. 1К) либо глауберитовой породой (скв. 2338), имеет мощность до 10 м и вскрыта на глубине 15 м.

Кровля Култукской залежи на изученном участке расположена на абсолютных отметках от –39 до –49 м. Ложем солей являются олигоценовые глины, а в скв. 2015 и 2016 – серые глины предположительно позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста. Покрываются соли песчано-глинистыми гипсоносными и засоленными отложениями голоцена, а местами (скв. 1998) – нерасчлененными нижнесреднечетвертичными породами. Таким образом, возраст солей, вероятно, ранне-среднечетвертичный.

Култукская залежь, судя по имеющимся данным, представлена соляным телом сложной конфигурации и изменчивой мощности. Наиболее хорошо изучена краевая ее часть, вскрытая скв. 1998, 2008, 2017. В первой соль встречена на глубине 18 м и представлена мирабилитовой породой. Мощность пласта 31 м. В кровле и подошве его соли загрязнены глинистым материалом; в интервале глубин 25–28 м отмечен прослой глинисто-мирабилитовой породы. Соляной пласт довольно чист и однороден по составу. Содержание  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в нем (в безводной соли) составляет 93,40–99,79 %, среднее – 97,49 %, нераствори-

мого остатка до 5 %,  $\text{CaSO}_4$  до 1,02 %. Кроме того, имеются примеси  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . На глубинах 31,5 и 37,5 м в мирабилитовой породе отмечена примесь галита – 3,9 и 5,1 % соответственно. Приведенные цифры содержания отдельных компонентов по этой и другим скважинам, вскрывшим Култукскую залежь, даны по результатам штупфного опробования.

Скв. 2008 на глубине 16 м вскрыла соляной пласт мощностью 46 м. В кровле залежи здесь располагается слой глинистой каменной соли мощностью 4 м. Кроме того, на глубинах 38–39, 42,5–43, 49,5 м встречены прослои каменной соли с примесью мирабилита. Содержание  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в пласте, исключая кровельную его часть, от 4,54 до 99,82 %, среднее – 86,90 %. Количество нерастворимого остатка в отдельных пробах достигает 4,50 %, но в подавляющем их большинстве не превышает 0,5 %. Содержание  $\text{CaSO}_4$  в одной пробе из 33 составляет 3,67, в трех – 0,40–1,15, в остальных – менее 0,4 %;  $\text{MgSO}_4$  – до 0,69 %.

В скв. 2017 мирабилитовая залежь мощностью 38 м встречена на глубине 18 м. В данном участке на глубинах 33,5, 40,5 и 50 м в ней обнаружены прослои с примесью галита. Содержание его в этих прослоях 2,49, 2,42 и 1,42 % соответственно. На глубинах 34,5, 36,5 и 50 м наблюдается примесь глауберита в количестве 10–15 %, в остальных пробах содержание  $\text{CaSO}_4$  не более 0,65 %. Содержание нерастворимого остатка в четырех пробах из 31 превышает 1 %, в остальных же менее 0,5 %. Среднее содержание  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в пласте 97,41 %. Содержание  $\text{MgSO}_4$  достигает в нем 1,02 %.

Среднее содержание  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  в залежи по трем указанным скважинам 93,95 %, а без учета прослоев галита, пройденных скв. 2008, – 97,74 %. Результаты химических анализов солевого и минерального состава солей подтверждены данными рентгеноструктурного и термического анализов.

Наряду с изучением минерального состава солей Култукской залежи проводилось исследование их микрокомпонентного состава. В мирабилитовой породе полуколичественным спектральным анализом обнаружены следующие элементы:  $\text{Be}$ ,  $\text{Sc}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Ge}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Li}$ . Большинство из перечисленных микрокомпонентов встречается в единичных образцах, причем в пределах кларковых содержаний и ниже. Наиболее часто отмечаются  $\text{Mn}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Sr}$ , которые определены в солях скв. 1998, 2008, 2017. Указанные элементы тесно связаны с нерастворимым остатком солей. Последний частично представлен  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{CaCO}_3$ , но в основном – терригенной составляющей, в которой преобладает глинистая фракция. Следовательно, микроэлементы в солях Култукской залежи практически не накапливались, а связаны с глинистыми минералами, являющимися хорошими адсорбентами.

Позднее при проведении поисковых работ Мангышлакской ГРЭ ПГО "Запказгеология" в строении изученной соленосной толщи выделены от одной до трех сложно построенных ритмопачек, сложенных в подошве тонким (0,1–1 м) прослоем глауберитоносной глины, выше которой залегает пласт мирабилитовой породы (0,8–15 м) с тонкими (1–5 см) прослоями глауберитовой, который покрывается прослоем (0,2–2 м) каменной соли, местами сменяющейся прослоем (до 1 м) астраханитовой породы. Мощность ритмопачек от 1,3 до 17,9 м. В разрезах некоторых скважин отдельные прослои ритмопачек выпадают и последние имеют двух- или трехчленное строение. Каждая отдельная ритмопачка выделяет-

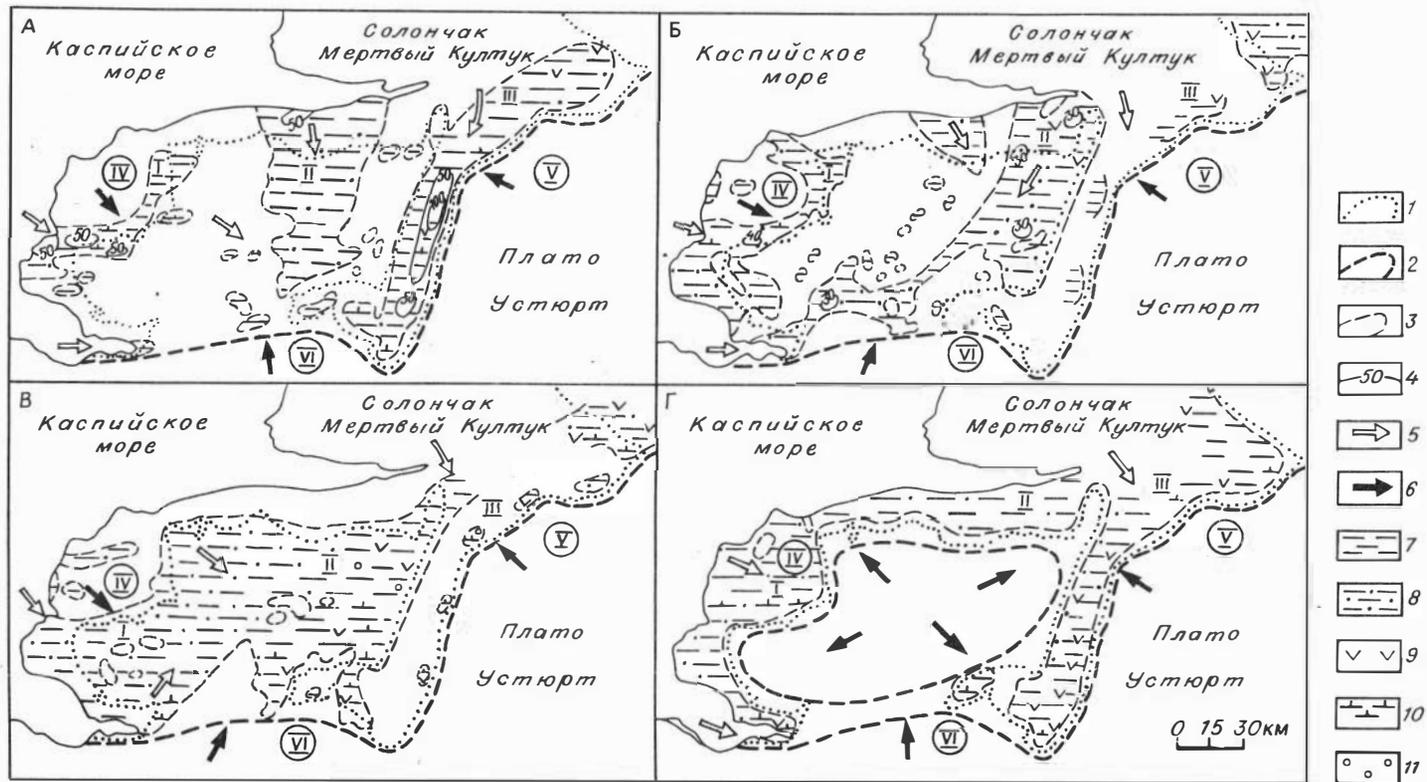
ся в обособленный цикл соленакопления, начинающийся с ранних стадий осолонения солеродного бассейна, представленный глауберитоносной глиной, и заканчивающийся кристаллизацией каменной соли и сульфата магния.

Южнее Култукской соляной залежи расположена Кайдакская /Борисов и др., 1981; Имамеев и др., 1984/. В северной своей части, в пределах Новоалександровского участка, она сложена мирабилитовой породой (скв. П102) мощностью 10 м. Это позволяет предположить, что накопление солей как Култукской залежи, так и наблюдаемых в Новоалександровской депрессии происходило в едином солеродном бассейне – Кайдак–Култукском. Видимо, в дальнейшем, учитывая единство состава накопившихся в пределах этих двух районов солей, правильнее выделять единую Кайдак–Култукскую залежь, развитую на территории Новоалександровской депрессии и Култукской впадины, к Кайдакской же относить соли, накопившиеся в основной части сора Кайдак – в пределах расположенных южнее Сайутской, Шольтауской, Болбулакской депрессий и юго-восточной части солончака Кара–Кичу.

Состав парагенезисов породообразующих соляных минералов, образующих Култукскую залежь, указывает на питание Кайдак–Култукского солеродного бассейна водами Палеокаспийского моря.

Накопление солей в четвертичном периоде в юго-восточном обрамлении Прикаспийской синеклизы было тесно связано с колебанием его уровня. Всего насчитывается четыре крупные трансгрессии и регрессии: бакинская, хазарская, хвалынская и новокаспийская. В среднем плиocene произошло резкое снижение уровня Палеокаспия и последовавшие за ним процессы денудации выработали Большесорскую, Комсомольскую и Кайдак–Култукскую впадины (см. рисунок), которые существовали на всем протяжении четвертичного времени и заполнялись соленосными отложениями. Во время регрессий эти впадины являлись заливами Палеокаспия, в каждом из которых существовали свои гидродинамические и гидрохимические условия осадконакопления, а в трансгрессивные этапы соединялись и образовывали единый Палеокаспийский водоем. Наиболее благоприятные условия для соленакопления существовали в Кайдак–Култукской впадине, где образовались мощные залежи солей. Накопление солей в Кайдак–Култукском бассейне началось во время бакинских регрессий и продолжалось до хазарского века включительно, а в отдельных частях этого бассейна и в более позднее время.

Садка мирабилита началась в краевых частях бассейна, в наиболее мелководных участках, располагавшихся в пределах юго-восточной части впадины Мертвый Култук и Новоалександровской депрессии. Кайдак–Култукский солеродный бассейн имел глубину в первые десятки метров. С ним был связан располагавшийся южнее Кайдакский солеродный бассейн. Воды Кайдак–Култукского бассейна после отделения от него Кайдакского временами испытывали осолонение либо опреснение, о чем свидетельствует наличие прослоев и примеси галита и гипса в мирабилитовой залежи. Мирабилит кристаллизовался в холодное время года. С наступлением теплого периода часть его растворялась, а часть оставалась на дне, за счет чего из года в год и наращивалась мощность мирабилитового пласта. Мирабилит садился в юго-восточной части зал. Мертвый Култук, в западной и центральной же накапливались песчано-глинистые гипсо- и глауберитоносные отложения с линзами солей.



Палеогеографические схемы п-ова Бузачи.

А - бакинское, Б - хазарское, В - хвалынское, Г - новокаспийское время.

I-3 - границы: I - солончаков, 2 - трансгрессий, 3 - сохранившихся четвертичных отложений; 4 - изопакиты четвертичных отложений; 5 - направление трансгрессий; 6 - направление сноса терригенного материала; 7 - глины; 8 - песчано-глинистая, 9 - гилсоносные отложения; 10 - карбонатность; 11 - примесь гальки. I-III - впадины: I - Большесорская, II - Комсомольская, III - Кайдак-Култуковская, IV-VI - источники сноса (в кружках): IV - Бузачинский свод, V - плато Устьюрт, VI - Северный Актау.

В Кайдак–Култукский солеродный бассейн в основном эоловым путем и за счет абразии берегов поступало большое количество обломочного вещества, на что указывает загрязненность солей песчано–глинистым материалом. Приносятся он и водами поверхностного стока, о чем свидетельствуют аллювиальные и пролювиальные фации, одновозрастные соляной толще, распространенные среди четвертичных отложений в причинковой части солончаков Кайдак и Мертвый Култук.

Результаты изучения палеогеографических и палеогидрохимических условий древнего четвертичного соленакпления в юго–восточном обрамлении Прикаспийской синеклизы, рассмотренных выше, позволяют предположить, что соли сульфата натрия распространены как в северной части Кайдакской впадины, так и на значительной территории юго–востока солончака Мертвый Култук. А это позволяет ожидать наличия здесь крупного сульфатно–натриевого месторождения. Площадь развития Кайдак–Култукской мирабилитовой залежи составляет по предварительным данным сотни квадратных километров. При средней мощности мирабилитового пласта 10 м прогнозные ресурсы безводного сульфата натрия могут достигать первых миллиардов тонн.

#### Список литературы

- Б о р и с о в Н.И., Г а л а к т и о н о в А.Б., Г у с е в В.И. и др. Новые данные о формировании плиоцен–четвертичных соленосных отложений в восточной части полуострова Бузачи // Строение и условия образования соленосных формаций. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1981. – С.150–154.
- И м а м е е в А.Н., С т а н к е в и ч Е.Ф., Б а т а л и н Ю.В. и др. Соляные залежи юго–восточного обрамления Прикаспийской впадины // Сов. геология. – 1984. – № 4. – С. 28–36.

УДК 551.21

И.А. О д е с с к и й, К.Л. К о к о р е в а

#### ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КРИТЕРИИ ВЫБРОСООПАСНОСТИ МУЛЬД ПОГРУЖЕНИЯ

Проблема выбросоопасности мутьд погружения, развитых в соленосных отложениях, несомненно, является сугубо геологической, так как без знания геологической природы и механизма формирования этих своеобразных структур невозможно выработать сколько–нибудь надежные критерии их прогнозирования.

Изучение мутьд погружения в III калийном горизонте Старобинского месторождения было предпринято кафедрой литологии, динамической и морской геологии Ленинградского горного института по заказу геологической службы ПО "Белорускалий". В основу исследования было положено три основных принципа: 1 – систематическое опробование объектов исследования, 2 – анализ вещества на трех урвнях организации объекта – породном, минеральном и элементном, 3 – применение фотограмметрического картирования с целью поиска возможных наиболее экономичных визуальных критериев выбросоопасности мутьд погружения.

Система опробования включала в себя прежде всего поинтервальный отбор образцов горных пород (через каждые 2 м) по линии пересечения мульд горными выработками. Всего опробовано таким образом 4 мульды, имеющие следующее местоположение: мульда I – рудник I, участок IO, IO-й вентиляционный штрек и лава IO; мульда 2 – рудник 3, участок II, 7-я западная панель; мульда 8 – рудник 4, участок 6, лава I6, 6-я западная панель; мульда 9 – рудник 2 – участок 7, лава 3. Опробование проводилось одновременно по двум литологическим разностям пород – сильвиниту и контактирующему с ним галопелиту. В мульдах 2 и 8 оказалось возможным опробовать третий калийный слой, в мульдах I и 9 – вышележащий четвертый.

Кроме того, выполнено послонное вертикальное опробование приядерной части мульды I, где отбирались образцы всех трех разновидностей пород – сильвинит, каменная соль и галопелит.

Для получения объективных сведений об изменчивости вещественного состава отложений в пределах мульд погружения, а также с целью поиска наиболее информативных и рентабельных показателей пробы изучались в шлифах (петрографический и минеральный уровни организации толщи), а также направлялись на химический (в том числе и силикатный) и полуколичественный спектральный анализы (элементный уровень организации). Наименее информативными оказались данные силикатного анализа, тогда как результаты химического и полуколичественного спектрального анализов выявили четкую направленность в изменении вещественных характеристик относительно мульд. Среди наиболее информативных показателей следует назвать  $KCl$ ,  $NaCl$ ,  $MgCl_2$ ,  $CaCl_2$ ,  $CaSO_4$ ,  $H_2O$ , а также  $Fe$ ,  $Al$ ,  $Si$  и рассеянные элементы  $Zr$ ,  $Y$ ,  $Yb$ ,  $Sc$  и  $Cr$ .

При движении от периферии мульды к ее ядру в сильвинитах и галопелитах весьма резко (на порядок и более) сокращается содержание хлористого калия и отчасти хлористого кальция при одновременном возрастании присутствия хлористого натрия, сульфата кальция и нерастворимого остатка. Кроме того, в том же направлении наблюдается существенное (также на порядок) возрастание в породах примеси железа, кремния, алюминия, а также перечисленных выше рассеянных элементов.

Данные химического и спектрального анализов хорошо согласуются с наблюдениями над минерало-петрографическими особенностями пород, которые выполнены А.Л. Протопоповым. Согласно его данным, при подходе к приядерным частям мульд можно выделить шесть последовательно сменяющих друг друга зон, свидетельствующих о нарастании признаков вторичных изменений пород по простиранию в связи с их перекристаллизацией и минеральными замещениями.

Наиболее четкая картина изменчивости вещественного состава пород рисуется по третьему слою, тяготеющему к нижней части разреза III калийного горизонта.

Полученные материалы позволяют построить физическую модель процессов, определивших формирование мульд погружения. Историю развития этих процессов следует начать с седиментационной обстановки в солеродном бассейне. Здесь, как известно из палеогеографических реконструкций, происходило мозаичное распределение осадочного материала, что контролировалось особенностями тектонических движений и палеорельефа дна бассейна. В последующем в результате неравномерного геостатического давления по площади и неров-

ностей погребенного палеорельефа началось течение пластичных масс, вызвавшее возникновение структур нагнетания (бугры вспучивания и диапиры). Так как на первой стадии диагенеза наиболее подвижными являлись галопелитовые образования, перенасыщенные седиментационной водой, то именно на их долю выпадала роль некомпетентных горных масс, вызывавших дисгармонию в залегании пород. Возникающие таким образом вторичные структуры нагнетания в соляных толщах достаточно хорошо изучены.

Под давлением нагнетаемого глинистого материала в вышележащих соляных породах появлялась микротрещиноватость, охватывающая пространство, по своему объему пропорциональное степени интенсивности процесса диапиризма. Совершенно очевидно, что появление трещин в солях как результат хрупких деформаций возможно лишь в условиях кратковременного воздействия на них внешних усилий. Но даже в этом случае благодаря пластичности солей микротрещиноватость должна была бы довольно быстро "залечиться". В данном случае этого не произошло вследствие обезвоживания галопелитов, из которых первичная седиментационная вода отжималась вверх, тем самым фиксируя местоположение трещин и вступая во взаимоотношение с вмещающими породами. Недонасыщенность этих вод солями вызвала их высокую растворяющую способность, в результате чего происходили растворение солей и высвобождение из них микровключений газа, находящегося в породе под очень высоким давлением (до 60 атм). Высвобожденный таким путем газ собирался в апикальной части микротрещиноватых зон, где формировал высоконапорные газовые шапки, экранированные вышележащими соляными породами.

При растворении солей и выносе наиболее подвижных компонентов (например,  $KCl$ ) происходило также их частичное замещение менее растворимыми солями, и осуществлялся привнос алюмосиликатов и рассеянных элементов, которыми особенно богаты галопелиты.

Наиболее благоприятными условиями, способствовавшими формированию газовых шапок, можно считать следующие: 1 - достаточно мощный слой подстилающих галопелитов, обеспечивающих значительный приток первичных рассолов в зону микротрещиноватости, 2 - достаточно большая мощность перекрывающих солей, создающих экран для газовой шапки, 3 - значительная площадь газосбора, определяемая масштабами диапиризма, 4 - достаточно глубоко зашедшие процессы диа- и катагенеза, с которыми связаны вторичные преобразования пород и, стало быть, количество высвобожденного из микровключений газа, 5 - отсутствие тектонической макротрещиноватости и локальное развитие мезотрещин проседания, способствующих диссипации газа.

Послойное опробование разреза показало, что в пределах мульд погружения вверх по разрезу признаки вторичных изменений горных пород уменьшаются, что еще раз подтверждает перемещение рассолов в направлении снизу вверх.

Сопоставление результатов вещественного анализа, выполненного по разным мульдам погружения, позволяет сделать предварительный вывод о существовании по крайней мере двух типов этих мульд: локальных и протяженных.

Для локальных мульд характерна малая площадь газосбора, практически совпадающая с площадью морфологической выраженности мульд погружения. Такие мульды, по-видимому, не представляют опасности при их вскрытии. В

процессе проходки они должны легко выявляться по совпадению первых морфологических признаков (наклон слоев) с началом направленной изменчивости соответствующих вещественных характеристик. При этом градиент их изменчивости весьма высок.

Протяженные мульды отличаются размером площади газосбора, в несколько раз превышающей площадь самой мульды. В газодинамическом отношении такие мульды наиболее опасны. В процессе горно-проходческих работ протяженные мульды прогнозируются по началу направленной изменчивости вещественных характеристик, намного опережающей появление самой воронки.

Говоря о практическом использовании полученных результатов, необходимо подчеркнуть возможность использования в целях прогнозирования выбросоопасных зон данных полуколичественного спектрального анализа. В этом случае необходима организация на рудниках постоянно действующей службы предупреждения, имеющей на вооружении спектрометры, позволяющие экспрессно получать информацию об элементном составе литологических горизонтов в процессе выполнения горно-проходческих работ. В принципе этот метод весьма экономичен и доступен хорошо организованному производству. Однако представляет интерес и возможность использования с той же целью радиометрических наблюдений, позволяющих проследивать изменчивость химического состава горных пород по изотопу калия.

УДК 552.5:552.313:551.734.5(476-13)

Н.С. Петрова, Р.К. Шабловская

ОБ УЧАСТИИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

В ФОРМИРОВАНИИ ПОЗДНЕФАМЕНСКИХ КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

В стандартной модели девонского соленакопления в Припятском прогибе значительное место занимают кластогенные образования, являющиеся продуктами размыва и выветривания выходящих на поверхность пород фундамента, отложений прежних циклов седиментации, а также вулканической деятельности. Роль продуктов вулканизма при формировании отложений соленосных формаций Припятского прогиба до сих пор не выяснена. Следы вулканической деятельности проявляются на северо-востоке прогиба, где вблизи его восточного ограничения вдоль Лоевского разлома, а также в восточной части зоны Северо-Припятского краевого разлома выявлена вулканогенная формация. По объекту и особенностям распространения продуктов магматизма Припятский палеорифт относится к классу "полусухих" /Айзберг и др., 1987/. Наиболее обогащена вулканокластическим материалом калиеносная субформация /Корзун, Махнач, 1977/, период накопления которой связан с деструктивной стадией сосредоточенного растяжения в рифтовом подэтапе /Айзберг и др., 1987/.

О синхронном вулканизме свидетельствуют прослои туфогенных глин, которые имеют довольно широкое стратиграфическое и площадное распростране-

Рис. 1. Схематический сводный разрез калиеносной субформации Припятского прогиба.

1 - каменная соль; 2 - галопелиты; 3 - горизонты калийных солей; 4 - уровни вулканокластических пород; 5 - номера калийных горизонтов. I-X - номера ритмопачек.



ние в пределах Припятского прогиба. Они отмечаются почти во всех более или менее мощных несоляных пачках, часто являющихся границами крупных ритмов (ритмопачек). Вулканогенный материал присутствует и в соляных пачках в виде самостоятельных прослоев, а также гнезд и включений в каменной соли.

В результате детальных литологических работ к настоящему времени в сводном разрезе калиеносной субформации авторами /Петрова, Шабловская, 1986/ достоверно установлены 12 горизонтов вулканогенных образований (рис. 1). Количество горизонтов возрастает по направлению с запада на восток наряду с увеличением мощности соленосных отложений за счет "достраивания" разреза калиеносной субформации. Распространенность горизонтов по площади прогиба контролируется границами развития ритмопачек, к которым они приурочены. Мощность большинства выявленных прослоев варьирует от 0,1 до 0,7 м. Колебания мощности вызваны обычно неровностями рельефа дна бассейна.

Вулканокластические породы представлены туфами, тефроидами, туффитами, туфогенными алевролитами. Наиболее распространены пелитовые, алевропелитовые, пелитоалевролитовые разности с витрокластической, литокластической, витрокристаллокластической и литовитрокристаллокластической структурами. Диагностика пирокластического материала основывалась на определенной совокупности методов, включающей полевое описание, оптические исследования, изучение в растровом электронном микроскопе, рентгенографическое изучение, исследование макро- и микросостава.

Макроскопически при полевом описании прослои и включения вулканогенного материала легко отличаются от обычных глинисто-карбонатных пород (особенно в увлажненном состоянии) своей контрастной окраской (зеленовато-голубой или светло-зеленой, реже интенсивно-зеленой), структурой и текстурой - очень тонкозернистые с массивным сложением в пределах прослоя, имеющего обычно внешне резкие границы. При микроскопическом исследовании отмечается ярко выраженная реликтовая пелловая структура с характерной морфологией частиц (остроугольные, изогнутые, выпукло-вогнутые, рогульчатые, палочкообразные,

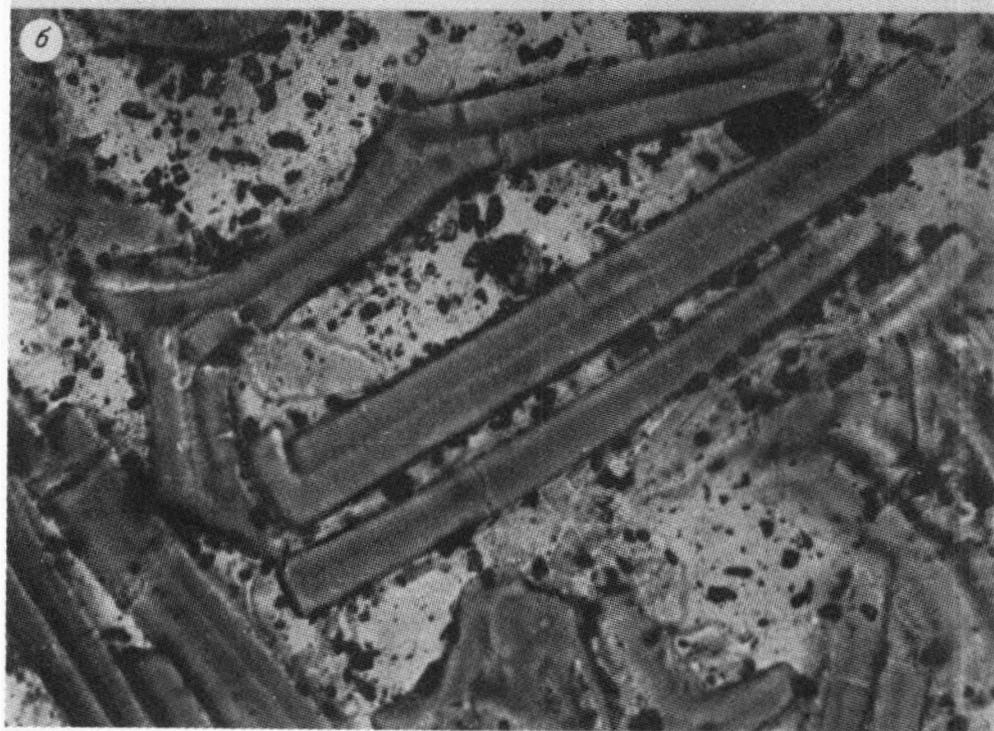
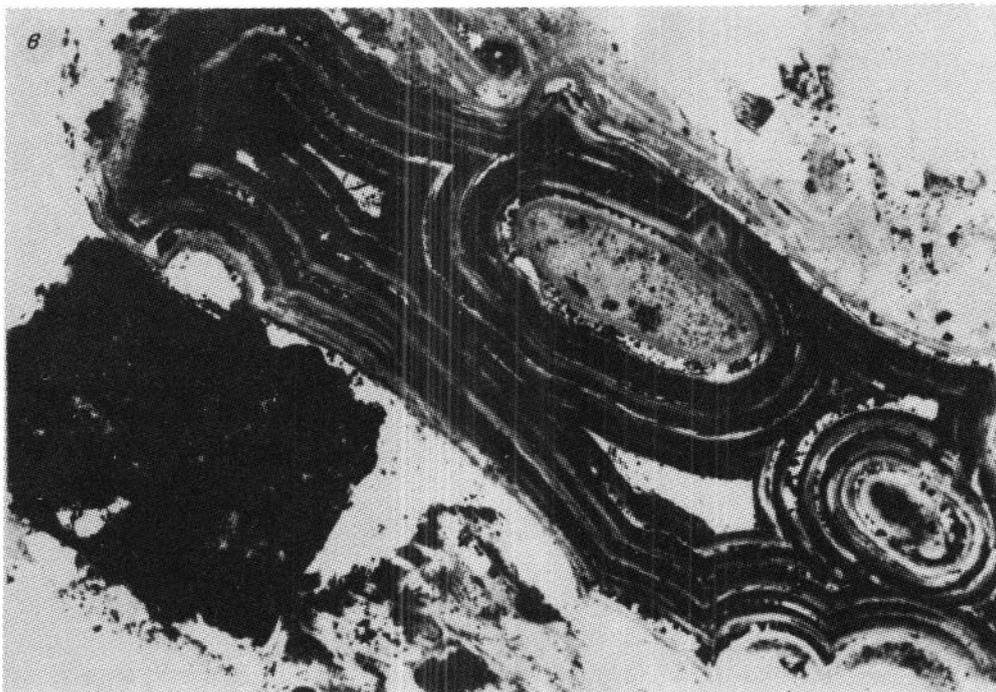


Рис. 2. Морфологические особенности обломков вулканического стекла.

Шлифы: а - 546-496, х 220; б - 536-198, х 200; в - 572 - 67/4, х 120.



серповидные) и отчетливой микрофельзитовой и аксиолитовой структурой (в поляризованном свете) (рис. 2). Наблюдаются миндалины сложного строения, сферолиты, пизолиты, обломки пемзы с флюидальной, волокнистой и мелкопузырчатой текстурами, кристаллокласты (рис. 3). Характерно наличие монокристаллов и агрегатов кварца и полевых шпатов.

Тонкоизмельченный стекловатый материал матрикса наряду с обломками более крупного размера девитрифицирован и превращен в основном в глинистые минералы. Отчетливо заметна волнистая, косоволнистая, мульдообразная микрослойчатость, связанная с разной степенью раскристаллизации вулканического материала, послойным расположением кварца и полевых шпатов. На отдельных участках туфогенных прослоев обнаруживается развитие новообразований – халцедона, кварца, гипса, ангидрита, целестина, кальцита. Детальное их изучение позволяет говорить о многостадийности вторичных процессов. Окремнение и карбонатизация сопровождалась интенсивным ожелезнением (обохриванием) обломков и окрашиванием в красновато-желтые и бурые тона. Окислы кремния на границах прослоя дают колломорфные натечные образования дактилотипной, сферолитовой, concentрической структур (рис. 4). Особый интерес представляют образования анальцима /Шабловская, Петрова, 1988/. Мелко- и тонкообломочные пирокластические породы подвергаются нередко кальцитизации. Кальцитизация захватывает витрокластику и зерна полевых шпатов, кварца, биотита. Возникают туффиты псаммитовой и псаммито-алевритовой структуры, сложенные обломками в разной степени раскристаллизованного вулканического стекла, цементируемые кальцитом, составляющим

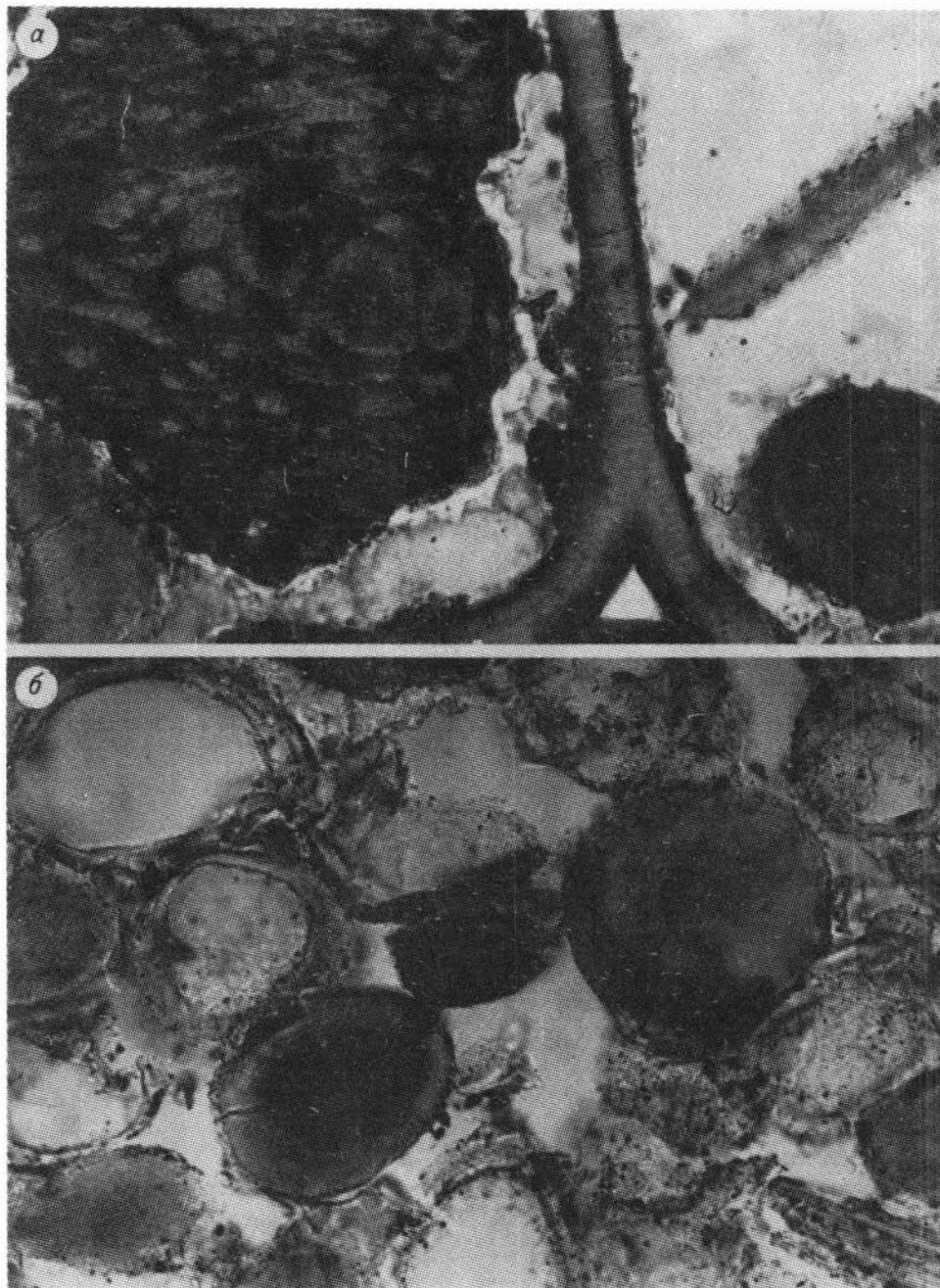
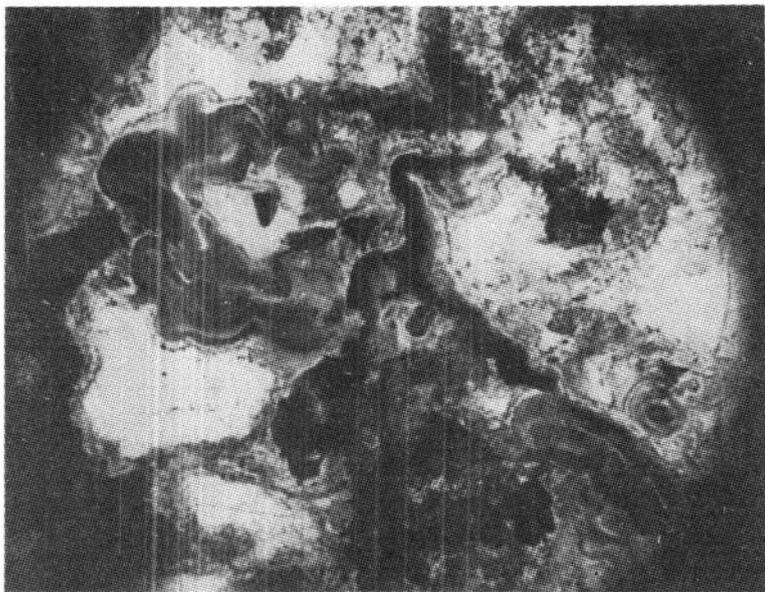


Рис. 3. Разновидности включений вулканогенного материала.

а - обломок мелкопузыристой пемзы, шлиф 165 (1), х 200; б - пизолиты в туфогенном прослое; шлиф 528-1б; х 120.

Рис. 4. Колломорфные образования окислов кремния.  
Шлиф 546-49,  
x 80.



50-75 % объема породы. Среди массы сплошного кальцита фрагменты пирокластического материала распознаются лишь по морфологическим признакам.

Ассоциация глинистых минералов в изученных пепловых туфах

представлена гидрослюдой политипной модификации 1M (типа лейкофиллита) и смешанослойными хлорит-сметитовыми и слюда-сметитовыми образованиями, близкими к упорядоченным /Петрова и др., 1983/, тогда как в обычных глинисто-карбонатных породах калиеносной субформации для глинистой составляющей характерно преобладание гидрослюды модификации 1Ma разной степени гидратации, у которой пик  $10 \text{ \AA}$  плавно спадает в сторону малых углов.

Состав алюмосиликатной части эталонных образцов туфогенных глин показан в таблице. Он не имеет полного соответствия с вулканогенными образованиями северо-востока Припятского прогиба. Различия в содержании отдельных породообразующих компонентов, по-видимому, являются следствием нескольких процессов: смещения различной по типу кластики, золовой дифференциации (определяемой удалением от источника) и переотложения пеплового материала, седиментационных и диагенетических преобразований вулканического стекла и кристаллокластов.

Генетическая природа туфогенных глин относительно легко устанавливается на основании литологических исследований, но по мере утрачивания первичных реликтовых признаков распознавание природы кластогенных образований усложняется, тем более, что продукты преобразования терригенных компонентов минералогически сходны с собственно пирокластическими. В разрезе калиеносной субформации отмечаются лишённые четких реликтовых признаков отдельные типы несоляных пород, которые могут иметь вулканогенно-осадочное происхождение. К ним относятся темно-серые, серые плотные, массивные, слегка жирные на ощупь бескарбонатные глины, обладающие своеобразной микротекстурой с войлоковидным, флюидальным расположением глинистых частиц с контурами завихрения и веерообразными выступами, с "шелковистостью" в поляризованном свете. Глинистое вещество представлено смешанослойными образованиями слюдисто-сметитового ряда. Появляются мелкозернистые песчаники

Состав алюмосиликатной части эталонных образцов туфогенных глин

№ скв., обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п. при 1000 °C
4II, 563	54,59	10,82	6,47	0,11	15,71	0,03	5,76	0,34	6,29
4I3, 902	60,23	13,07	6,93	0,13	7,08	0,01	7,57	0,35	4,83
4I6, 735	55,19	12,42	6,72	0,93	10,77	0,41	7,76	0,24	5,56
4I6, 735 <sup>a</sup>	56,64	12,31	6,58	0,12	10,69	1,15	7,21	0,26	5,13
406, I322	59,60	10,94	4,62	0,01	10,68	0,97	7,61	0,61	4,95
I69, I6	55,68	13,68	4,92	0,25	10,74	1,09	6,35	1,65	5,41
546, 43	52,88	13,91	5,05	0,11	8,58	0,08	7,94	0,57	10,86
546, 48	54,38	13,76	6,82	0,01	7,16	0,01	7,75	0,75	9,40
528, 80/1	33,21	15,07	19,55	0,31	18,73	0,02	2,36	0,80	10,02
528, 80/36	33,12	7,32	24,49	0,24	20,64	0,01	2,76	1,11	10,32
528, 80/5	47,54	15,56	6,72	0,42	9,79	2,07	7,67	0,35	9,86
582, 89/1	50,32	8,11	9,75	0,61	14,14	1,33	7,46	0,68	7,61

с хлоритовым цементом или излишком кремнезема при образовании цемента нарастания, в которых присутствуют зональные плагиоклазы. На северо-востоке прогиба развит своеобразный тип алевролитов, ряд особенностей которых не позволяет отнести их к чисто осадочным образованиям; наличие биотита в виде пакетов-сростков, нередко хлоритизированного, присутствие остроугольного клиновидного кварца, совершенно неокатанного, хорошая выдержанность минерального состава на территории распространения отложений. Эти алевролиты напоминают кристаллокластические туфы (биотитовые миккалиты).

Примеров терригенных образований из соленосных формаций Припятского прогиба "подозреваемых" в связи с вулканизмом может быть значительно больше. Подтверждением вулканической природы должен служить комплекс признаков (критериев), учитывающих региональные особенности строения и состава пирокластического материала, тенденции его изменения в среде бассейна на разных стадиях, своеобразии ассоциаций аутигенного минералообразования. Присутствие твердых продуктов вулканической деятельности может служить единственным неоспоримым свидетельством участия вулканизма в формировании соленосных отложений Припятского прогиба. Влияние эксгалиационных продуктов на гидрогенную седиментацию установить сложно. Истинная роль вулканогенного материала в формировании состава кластогенных образований калиеносной субформации прогиба и влияние его на развитие и принципиальные механизмы соленакпления недооцениваются. Поступавший тонкообломочный пирокластический материал способствовал поглощению влаги и дополнительному концентрированию растворов, выравниванию объемов твердых и жидких фаз. Последнее обстоятельство может внести существенное дополнение в трактовку генетических особенностей галогенных формаций.

## Список литературы

- А й з б е р г Р.Е., Г а р е ц к и й Р.Г., К л у ш и н С.В., Л е в -  
к о в Э.А. Глубинное строение и геодинамика Припятского палеорифта и  
его обрамления // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов.-  
М.: Наука, 1987. - С. 200-212.
- К о р з у н В.П., М а х н а ч А.С. Верхнедевонская щелочная вулканоген-  
ная формация Припятского прогиба. - Минск: Наука и техника, 1977. -  
161 с.
- П е т р о в а Н.С., Ш а б л о в с к а я Р.К., К р а с н и к З.М.  
О химико-минералогическом составе туфогенных глинистых прослоев надсо-  
левых и соленосных отложений Припятского прогиба // Докл. АН БССР. -  
1983. - Т. 27, № 9. - С. 835-837.
- П е т р о в а Н.С., Ш а б л о в с к а я Р.К. Новые данные о распростра-  
ненности вулканокластических пород в отложениях верхнефаменской калие-  
носной субформации Припятского прогиба // Там же. - 1986. - Т. 30, № 5.-  
С. 464-467.
- Ш а б л о в с к а я Р.К., П е т р о в а Н.С. Анализимсодержащие туфо-  
генные глины надсолевых отложений Припятского прогиба // Там же. -  
1988. - Т. 32, № 8. - С. 745-747.

УДК 552.632:551.734(416.1)

А.Л. П р о т о п о п о в

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ МУЛЬД ПОГРУЖЕНИИ

Специфические структуры, именуемые мульдами погружения (опускания), вскрыты подземными горными выработками на III калийном горизонте Старобинского месторождения. Они характеризуются в ядре мульды воронкообразным проникновением глинисто-карналлитовых пород в участки выщелоченных отложений нижнего пласта красных сильвинитов. Это проникновение сопровождается рядом вторичных текстурно-структурных изменений как в собственно ядерной части мульды, так и на удалении от ядра ее. Для ядерной части мульды типичен смешанный состав пород: карналлит, вторичные сильвиниты, вторичные участки каменной соли (массивные или шестоватые), участки карбонатно-глинистых пород. Характерна брекчиевидная текстура этих пород, отличающаяся наличием разноориентированных (часто субвертикальных, наклонных под углом около 45-75° к горизонту, или, наконец, горизонтальных) трещин, залеченных шестоватыми формами карналлита, сильвина и галита. Вдоль этих трещин отдельные блоки, слойки пород смещены, раздроблены и разобщены. В связи с циркуляцией в этих частях разрезов горизонта растворов характерными для них являются участки мелко-среднезернистого галита высаливания, перекристаллизованного (шпатового, гигантозернистого) галита и молочно-белого (с красными каемками) сильвина, а также новообразования карбонатов (каемчатые, инкрустационные текстуры) и ангидриты.

Вещающие мульду породы нижнего сильвинитового пласта III калийного горизонта вблизи ядра обладают характерным ореолом вторичных изменений с типичным набором признаков, последовательно изменяющихся от участков вблизи ядра мульды к участкам нормального залегания пород. В соответствии с характером и площадью распространения ореола вторичных изменений вокруг ядра мульды могут быть выделены два их типа: локальные и обширные.

Локальные мульды погружения характеризуются узким (первые метры) ореолом вторичных изменений калиеносных пород, локализующихся в приядерной их части. В направлении от нормального залегания пород к ядру мульды отмечают: частичные, спорадические замещения сильвина галитом (ржаво-бурые каемки и неправильной формы участки вторичного галита вокруг зерен сильвина); смена седиментационных равнозернистых (крупнозернистых) структур сильвинитов разнозернистыми идиоморфно-поровой, идиоморфно-петельчатой и реликтовой; смена седиментационных массивной и ориентированной текстур сильвинитов полосчатыми и брекчиевидными (в ядре мульды). Эти изменения происходят на фоне раскрытия в массиве пласта микросистем субвертикальных, наклонных и горизонтальных трещин, протяженностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Обширные мульды имеют протяженный (десятки метров, в отдельных случаях до 70–80 м) ореол вторичных изменений пород. Эти изменения носят последовательный (направленный) характер как по простиранию пласта, так и по его разрезу (от периферии к ядру мульды и от подошвы пласта к его кровле). Этому направленному характеру изменений пород отвечают последовательно сменяющие друг друга наборы пород, отличающиеся интенсивностью их вторичных изменений.

Удаленным от ядра мульды частям сильвинитового пласта свойственны разнозернистые структуры типа идиоморфно-поровой, идиоморфно-петельчатой и инкрустационной, аналогами которых в близлежащих одноименных слоях пласта (слои IV, IV–V и V), не подвергшихся переработке, являются равнозернистые (крупно- и весьма крупнозернистые). Основную массу породы составляют галит и сильвин, количество которых в отдельных прослоях и пакетах варьирует в зависимости от интенсивности переработки пород. При медленном "пропитывании" их образуются структуры инкрустации (замещения) зерен сильвина вторичными ржаво-бурыми зёрнами галита, при этом часть вынесенного хлористого калия может быть переотложена вокруг галитовых и сильвиновых зерен в виде шестоватого заполнения промежутков между ними (каемчатая вторичная микротекстура). При более быстром растворении хлорида калия на месте его образуются скопления кубических или изометричных (обычно желтоватых, содержащих хлопья, затеки гидроокисных соединений железа и реликты сильвина) новообразований галита высаливания, занимающих либо промежутки (поры) среди зерен сильвина (идиоморфно-поровая структура), либо петлями окружающих сильно корродированные зерна сильвина (идиоморфно-петельчатая структура). Нередко в последних двух структурах отмечаются и элементы инкрустации зерен сильвина вторичными зёрнами галита.

В каменной соли наблюдаются участки желтоватого галита высаливания или заполнения этим галитом промежутков между крупными зёрнами первичного галита с образованием прослоек идиоморфно-поровой структуры, а также

участки перекристаллизации, что приводит к возникновению смешанного структурного облика пород с резким разбросом размеров зерен породообразующего галита, насчитывающего до двух – трех генераций. Ближе к ядру мульды указанные выше особенности пород становятся еще более резкими, а элементы изменчивости их дифференцируются по горизонтали и вертикали. Обычно замещение и выщелачивание сильвинитов происходят вдоль слоистости пакетов и сопровождаются морфологически системой субгоризонтальных, субвертикальных и (реже) наклонных микротрещин, вдоль которых циркулировали агрессивные растворы. Маломощные трещины залечиваются столбчатыми (шестоватыми) формами галита и сильвина и часто проходят вдоль границ зерен сильвина и галита. Эти трещины резко извилисты и ветвятся.

Более мощные трещины (прежде всего горизонтальные и слабонаклонные) залечиваются зернистыми агрегатами галита и сильвина с характерной удлиненной формой зерен этих минералов, длинные оси которых ориентированы субпараллельно зальбандам трещин (ориентированная микротекстура). По-видимому, формирование этих текстур обусловлено кристаллизацией хлоридов в условиях одностороннего давления.

Соответствующие зоны нижнего сильвинитового пласта характеризуются большим развитием фазы галита высаливания. Последний создает в сильвинитовых прослойках горизонтальные цепочки кубических кристаллов, линзовидные участки или участки неправильной формы, между которыми сохраняются собственно сильвинитовые образования островного типа в качестве реликтов изначальной породы. Типичны резко "изъеденная", корродированная форма зерен сильвина и наличие в участках галита высаливания реликтов сильвина (лапчатые, каплевидные формы) и всевозможных по характеру распределения остатков гидроокислов железа (хлопья, затеки, струйчатые выделения, каемки и т.д.). В зонах нижнего сильвинитового пласта, ближе прилежащих к ядерной части мульды, галит-сильвиновые породы переходят в сильвин-галитовые и в сильвинсодержащую каменную соль, обладающие типичными реликтовыми признаками: разнотекстурной структурой, пестрой окраской, наличием нескольких генераций галита и сильвина, угнетенными формами последнего с характерным обликом зерен (корродированными с резко извилистыми контурами). Наконец, типичны для этих пород реликты сильвина и его красящих веществ, сохранившиеся в качестве нерастворимого остатка изначальных сильвинитов.

В ряде случаев в указанных зонах пласта отмечаются вторичные прослойки сильвин-галитовых пород или сильвинсодержащей каменной соли ориентированной микротекстуры. Эти породы сложены зернами галита и сильвина с изометричной, кубической и удлиненной формой зерен галита и удлиненной или неправильной формой зерен сильвина. Коэффициент удлинения зерен изменяется от 2,5 до 6,0. Удлиненные зерна преобладают в породах, обычно они прозрачны и, по-видимому, характеризуют направление потока десцендентных растворов, растворивших и переотложивших сильвин и галит в условиях одностороннего давления, обусловившего кристаллизацию зерен, вытянутых в направлении тока рассолов.

Послойная переработка пород сильвинитового пласта зачастую приводила к образованию полосчатой реликтовой микротекстуры, характеризующейся последовательной сменой по вертикали полос-прослоек реликтовых и вторичных красных галит-сильвиновых (сильвин-галитовых) пород, прозрачных полос

каменной соли ориентированной текстуры, полос желтоватой каменной соли высаливания и, наконец, полос (часто мелкоффрированных) красных гидроокисных соединений железа. Последние весьма часто располагаются под галопелитовыми прослойками, служившими, видимо, экранами для агрессивных растворов. Вблизи них гидроокисные соединения железа концентрировались в качестве нерастворимого остатка сильвинитов.

Переработка исходных сильвинитов, в которых первичный галит играл существенную роль (галит-сильвиновые породы), приводила к возникновению вторичных разномзернистых сильвинсодержащих каменных солей специфической вторичной петельчатой микротекстуры. Основная масса таких пород выполнена среднезернистыми галитом, идиоморфным галитом высаливания и сильвином, в первом из которых отмечаются реликты сильвина и охристые остатки гидроокислов железа. В этой основной массе без видимой закономерности распределены прихотливо очерченные "островки", сложенные прозрачными (часто с ржавыми струйчатыми затеками по спайности) неправильной формы зернами галита размером до 7,0 мм, многие из которых обладают зональными газово-жидкими микровключениями и червеобразными полостями, заполненными рапой. Внутри этих зерен галита также наблюдаются прозрачные или бурные реликты сильвина.

Более мелкозернистые образования основной массы породы петлями окружают "островки" прозрачного галита, давая петельчатую микротекстуру.

Для описываемых зон нижнего сильвинитового пласта типичны вторичные разномзернистые породы (каменная соль, часто содержащая сильвин) пятнистой микротекстуры, возникновение которой связано со сложными, часто противоречивыми процессами выщелачивания минеральных компонентов, переотложения их, замещения одних другими, высаливания и перекристаллизации.

Основные макропризнаки этих пород - их пятнистая окраска и разномзернистая структура. Форма зерен основных компонентов самая разнообразная (от кубической или изометричной до удлиненной или резко ксеноморфной). Отдельные фрагменты породы выполнены галитом высаливания, первично-зональным (обычно прозрачным) галитом, участками прозрачного перекристаллизованного галита, реликтовыми участками первичных красных сильвинитов, обрывками галопелитовых прослоек и вкрапленниками-реликтами сильвина. Во многих зернах галита (второй, третьей генераций) отмечаются оплывшие или лапчатой формы реликты прозрачного или бурого сильвина и остатки гидроокисных соединений железа.

Вблизи ядра мульды породы нижнего сильвинитового пласта принимают пеструю ржаво-бурю окраску и обладают брекчиевидной текстурой. Состав пород претерпевает существенные изменения. Вынос хлористого калия и переотложение вещества в приядерной зоне максимальны. Основным породообразующим компонентом пород становится галит, сильвин играет резко подчиненную роль и является либо реликтовым (седиментационная генерация), либо переотложенным (вторая генерация). Зерна галита, слагающие породу, на периферии и по трещинам спайности окрашены в ржаво-красные тона гидроокислами железа. Основная масса породы представляет собой разноориентированные блоки, состоящие из агрегатов прозрачных зерен галита (2-7 мм), участков мелко-среднезернистых галит-сильвиновой и сильвин-галитовой пород с реликтами первичной слоистой текстуры и линзовидных участков буро-красной галит-сильвиновой породы среднезернистой структуры.

Блоки отделены друг от друга шнуровидными выделениями галопелитов, обрывками галопелитовых прослоек и трещинами, залеченными волокнистыми агрегатами галита и сильвина. Для блоков, представленных агрегатами прозрачных зерен галита, характерны угловатые формы зерен и наличие четкой сетки трещин спайности, вдоль которых происходило интенсивное окрашивание галита гидроокислами железа струями, проникающими внутрь зерен. Отдельные галитовые участки (размером до 12–13 мм) состоят из изометричных прозрачных зерен галита, часто содержащих зональные газово-жидкие микровключения ("елочки"), неправильной формы микрополости, заполненные рапой, и овальные, оплывшие, каплевидные остатки сильвина.

Блоки-участки мелко-среднезернистых галит-сильвиновой и сильвин-галитовой пород прихотливы по своим очертаниям, границы их нечетки, они то резко, то постепенно переходят в соседние участки. Вокруг блоков развиты скопления зерен вторичного ржаво-красного галита, содержащего реликты сильвина и его красящего вещества; внутри них нередко остатки густо окрашенных в ржаво-красный цвет сильвиновых зерен. Часто границами участков служат полосы и скопления мелкозернистого галита или столбчатых его аналогов, заполняющих межзерновое пространство.

Линзовидные участки буро-красной галит-сильвиновой породы являются реликтовыми и окружены ореолом из зерен вторичного желтоватого галита, содержащего отдельные реликты сильвина и его красящих веществ. Местами вокруг этих участков отмечаются полосчато-волнистые скопления гидроокисных соединений железа в качестве нерастворимого остатка сильвинитов. Эти скопления, видимо, характеризуют прерывисто-пульсирующий характер растворения сильвина.

Типичны изменения пород в вертикальном разрезе нижнего сильвинитового пласта (исследования проводились на породах слоев IV, IV-V и V). Наиболее интенсивные изменения отмечаются в нижних пакетах IV слоя, хотя, поскольку циркуляция растворов осуществлялась снизу вверх и в стороны – по слоистости пород, характер изменчивости их обладает достаточно пестрой картиной. Для пород низов IV слоя характерны смешанный состав и значительная утрата слоистой текстуры их. Порода состоит из участков каменной соли высаливания неправильной или линзовидной формы, содержащей островки сильвинитов, зон замещения сильвинитов ржаво-бурой каменной солью ("псевдосильвинит") и перекристаллизованного галита крупнозернистой структуры, во многих зернах которого "просвечивают" контуры более мелких зерен, обозначенные хлопьями гидроокислов железа.

Характерно нередко наблюдаемое полосчатое расположение указанных выше участков. Внутри пакета отмечаются обрывки, фрагменты галопелитовых прослоек, а также реликты прослоев галит-сильвинового состава, в которых существенную роль играет идиоморфный галит высаливания.

В целом типичны постепенные переходы от прослоев, в которых преобладает сильвин, к чисто галитовым. Переход этот обусловлен постепенным увеличением в составе прослоев галита высаливания (идиоморфно-поровая, идиоморфно-петельчатая структуры), вторичного ржаво-бурого ("псевдосильвинит", содержащий реликты сильвина) и перекристаллизованного галита.

Для переходных зон характерно развитие субвертикальных извилистых

микротрещин, залеченных столбчатыми формами галита и сильвина, а также регенерационных каемок вокруг зерен сильвина. Следует отметить в составе пород пакета наличие неотчетливых прослоев-полос прозрачной каменной соли то с хорошо выраженной, то с нечеткой ориентированной микроструктурой, характеризующей подземные условия кристаллизации соли в условиях сжатия.

Весьма типична для указанной зоны (низы и средние части пласта) порфировидная (реликтовая) микротекстура. Основная масса пород с этой микротекстурой представлена идиоморфными или изометричными зернами галита высаливания (мелкозернистая структура). Среди этой основной массы отмечаются островки-реликты красных сильвинитов (2-8 мм) или крупных прозрачных зерен галита и их скоплений.

Для верхов пласта характерны идиоморфно-поровая и идиоморфно-пестельчатая структуры сильвинсодержащих пород, обусловленные частичным растворением зерен сильвина на периферии и высаливанием на месте растворенного материала идиоморфного галита.

Таким образом, локальные мульды погружения имеют узкий (первые метры) ореол вторичных изменений калиеносных пород, локализующихся в приядерной их части. Эти изменения в направлении от периферии к оси мульды сопровождаются частичными, спорадическими замещениями сильвина галитом, сменой равнозернистых структур разнозернистыми идиоморфно-поровой и идиоморфно-пестельчатой, сменой массивной и ориентированной текстур полосчатыми, линзовидно-полосчатыми.

Обширные мульды имеют ореол вторичных изменений, простирающийся на десятки (70-80) метров от их ядра, и характеризуются постепенным (от периферии к оси мульды) усилением выноса хлорида калия с компенсацией (частичной), галитом высаливания, вторичным ржаво-бурым галитом ("псевдосильвинитом"). Закономерно увеличение количества генераций галита к ядру мульды до трех - четырех (первичный галит - галит высаливания - "псевдосильвинит" - перекристаллизованный галит - шестоватые формы галита). Типично также развитие внутри массива сильвинитов в пределах ореола вторичных изменений системы субгоризонтальных и разноориентированных трещин, активизировавших замещения минералов (каемки растворения и регенерации, послонные замещения сильвина галитом, полосчатое распределение новообразованных минералов и нерастворимых остатков от растворенных). В соответствии с этими изменениями происходит определенная смена структурных и текстурных признаков пород. Равнозернистые структуры нормальных частей разреза пласта к ядру мульды сменяются разнозернистыми идиоморфно-поровой, идиоморфно-пестельчатой, реликтовой, порфировидной. Массивные и ориентированные микротекстуры седиментационных пород в глубь мульды постепенно сменяются линзовидными, линзовидно-полосчатыми, полосчатыми, пятнистыми, вторичными ориентированными и брекчиевидными (близ ядра мульды).

Иными словами, обширные мульды занимают значительные площади, на которых происходили перераспределение и миграция веществ. Наиболее интенсивными растворение и вынос вещества были в ядре мульды. Они распространялись в стороны по пласту, теряя интенсивность. На периферии ореола вторичные изменения, по-видимому, осуществлялись по принципу медленного пропитывания. Очевидно, с этих обширных площадей к ядру мульды вместе с жидкой

фазой обратной миграции происходил значительный перенос и газовой фазы растворенных минералов, что могло обусловить газоопасность этих обширных мульд при условии отсутствия выноса растворов и газов из ядерной части мульды в верхние горизонты или в бассейн.

УДК 552.143:551.734.5(476-13)

С.М. О б р о в е ц, Э.А. В ы с о ц к и й, В.З. К и с л и к

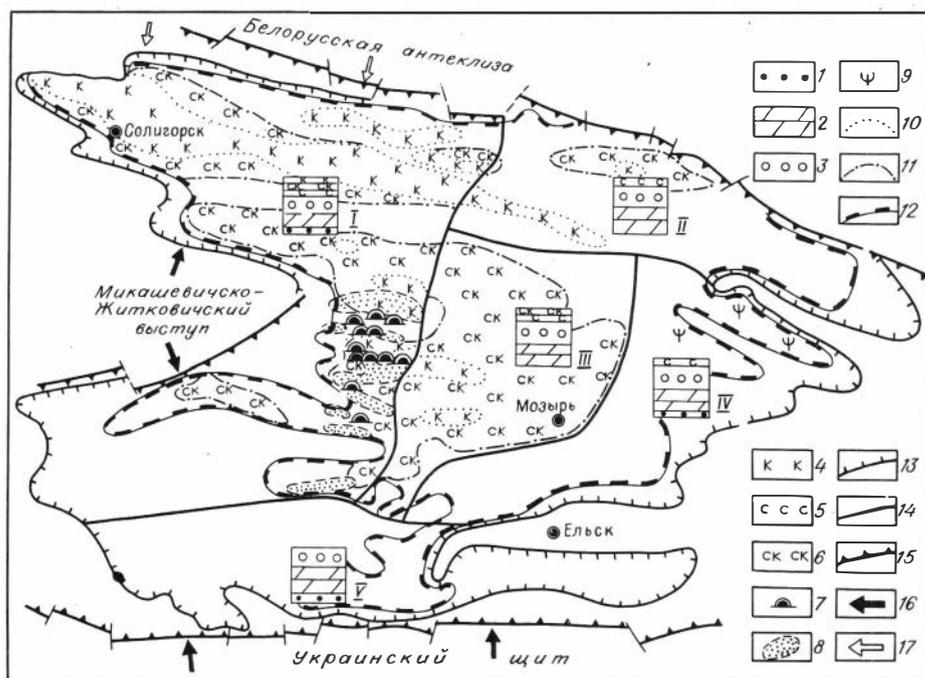
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ  
КАЛИЕНОСНОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Верхнефаменская калиеносная субформация (ореский, стрешинский и нижняя часть полесского горизонта) характеризуется большим разнообразием наборов соляных и несоляных пород /Гарецкий и др., 1982/. В разрезе доминируют каменная соль и мергели, суммарная доля которых 85-95 %. Соотношение объемов пород в пределах различных частей Припятского прогиба столь близко, что по ним практически невозможно выделить литолого-фациальные поля. Поэтому при литолого-фациальном районировании возникла необходимость на мергельно-галитовом фоне отразить специфические образования (сильвиниты, карналлитовые породы, пирокластический материал, карбонатные оолиты и т.д.).

В пределах ареала распространения калиеносной субформации выделено пять литолого-фациальных зон (см. рисунок) с различными обстановками осадконакопления:

I - западная зона (мергельно-галитовая с сильвином, карналлитом и оолитами) охватывает часть Припятского прогиба, к западу от Ковчицкой, Вишанской, Комаровичской, Конковичской, Буйновичской площадей и к северу от Лельчицкой, Великопольской и Сологубовской. Мощность калиеносной субформации здесь колеблется от первых сотен до 1900 м. Основными типами пород являются каменная соль и мергели. Содержание каменной соли в разрезах - 20-65 % (в среднем около 55 %). Преобладают разновидности ее, окрашенные в различные оттенки серого (темно-, светло-, буровато-серые и т.д.) и красного (желтые, оранжевые, красные) цвета. Текстура каменной соли массивная, реже полосчатая. Часто в разрезе субформации наблюдаются интервалы, представленные кристаллически-зернистым галитом, сохраняющим особенности первично-седиментационной кристаллизации (дефектные кристаллы в виде "воронок" и "елочек").

В пределах этой зоны весьма широко (как по площади, так и в разрезе) распространены хлоридные калийные и калийно-магниево-натриевые соли. На долю их в субформации приходится до 5-7 %. Сильвиниты встречаются практически в различных частях разреза и обычно формируют горизонты мощностью до 10-30 м. Распространены сильвиниты красно- и пестроцветной (бледно-розовые, бесцветные, белые, как правило, с синим галитом) ассоциаций /Петрова и др., 1985/. Первые развиты в основном на севере зоны, вторые - на юге. В пределах этой зоны расположены Старобинское и Петриковское месторождения



Схематическая карта литолого-фациального районирования калиеносной субформации Припятского прогиба.

1 - песчаники и алевролиты; 2 - мергели; 3 - каменная соль; 4 - карналлитовая порода; 5 - сильвиниты; 6 - сильвин-карналлитовые породы; 7 - строматолиты; 8 - ареалы распространения оолитов; 9 - вулканогенные породы; 10-13 - границы распространения: 10 - карналлитовой, 11 - сильвин-карналлитовых пород, 12 - сильвинитов, 13 - каменной соли; 14 - границы литолого-фациальных зон; 15 - разломы, обрамляющие Припятский прогиб; 16 - главные и 17 - второстепенные направления сноса обломочного материала. I-V - номера литолого-фациальных зон.

калийных солей и преобладающая часть выявленных к настоящему времени перспективных участков.

Одна из характерных особенностей западной зоны - относительно широкое развитие в калийных горизонтах карналлитовых пород. Наиболее мощные карналлитовые залежи связаны с калийными горизонтами 0-7, III, VIII-п и 0-II. Карналлитовые породы сургучно-красные, темно-вишневые, красно-бурые с характерным вишневым оттенком. Выделяется несколько участков развития карналлитовых пород. Наиболее обширные из них располагаются в присеивной части Старобинской синклинали.

Ареалы развития сильвин-карналлитовых пород охватывают в основном центральную часть рассматриваемой литолого-фациальной зоны - район Петриковского месторождения калийных солей, Копаткевичский и Житковичский участки. Сильвин-карналлитовые породы встречены в разрезах многих калийных го-

ризонтов (VI-п, V-п, IV-п, III-п, II-п, I-п и др.) и формируют прослои и слои мощностью от нескольких сантиметров до 0,8 м и более. Породы этого типа обнаружены также в Старобинской и Предчервонослободской синклинали-ных зонах. Однако здесь они не имеют широкого распространения.

Среди несоляных пород преобладают разнообразные мергели, доля которых в разрезе субформации составляет 30-50 % (в среднем 40 %). Карбонатно-глинистые породы характеризуются различными слоистыми текстурами. Доминируют грубодисперсные мергели, содержащие фракции <0,001 мм (38-40 %). Количество кальцита в мергелях невысокое (0-20 %), а доломита - несколько выше (20-45 %). В верхней части разреза (VI-VIII ритмопачки) преобладают доломитовые и глинистые мергели слоистой текстуры, пелитоморфные и микрозернистые. Бескарбонатные разности глин имеют подчиненное значение.

В пределах зоны на фоне мергелей выделяются песчаники, алевролиты, глины с реликтовой пепловой структурой, оолитовые и строматолитовые известняки, себкховые сульфатные породы. В Старобинской синклинали и в Калиновской синклинали выявлено несколько участков (в виде языков) повышенной песчаности, связанных с деятельностью временных водных палеопотоков /Обровец и др., 1987/. Отмечается приуроченность этих участков к отрицательным пологим формам палеорельефа, ориентированным вкост простира-ния синклиналей. Ассоциация тяжелых аллотигенных минералов представлена ильменитом (41 %), цирконом (33 %), гранатами (7 %). Следы деятельности временных палеопотоков обнаружены также на юге зоны в районе Житковичско-го и Шестовичского участков. В минеральной ассоциации тяжелой фракции терригенных пород здесь значительно возрастает содержание ильменита, а среди прозрачных минералов гранаты и циркон находятся в близких количествах. Характерно появление эпидота (0,7-3,9 %).

Глины с реликтовой пепловой структурой встречаются преимущественно в Старобинской синклинали и Калиновской синклинали. Установлены четыре стратиграфических уровня развития этих глин. Наиболее выдержаны по площади два слоя мощностью 0,15-1,0 м, приуроченные к 2I и 32 пачкам. Структурные особенности глин, в частности сохранность остроугольной и рогульчатой формы пепловых частиц, свидетельствуют о их воздушном переносе. В условиях солеродного бассейна пепловые частицы были преобразованы до глин разнообразного минерального состава (аутигенная гидрослюда типа селадонита, лейкофиллит, монтмориллонит, хлорит).

Специфическая особенность западной литолого-фациальной зоны - развитие оолитовых фаций. В региональном плане они приурочены к относительно узкой полосе на западе Припятского прогиба вдоль береговой линии палеобассейна. Слои оолитовых известняков приурочены к нижней части разреза калиеносной субформации и расположены на трех уровнях. Мощность слоев 0,13-0,85, иногда до 3 м. В пределах отмеченной полосы слои оолитовых известняков образуют разобщенные ареалы. Отмечается четкая приуроченность оолитовых фаций к склонам валлообразных поднятий и локальным положительным структурам.

В полосе распространения оолитовых фаций среди глинисто-карбонатных пород иногда наблюдаются прослои строматолитовых известняков, что свидетельствует о возникновении благоприятных условий для образования биоцено-

за низших водорослей. Отмечается приуроченность строматолитов к положительным формам палеорельефа в краевых частях бассейна. Здесь же нередко развиты гравелиты, конгломераты и конгломерато-брекчии, которые обычно приурочены к подошве или кровле пластов и слоев терригенных пород, иногда отмечаются в подошве оолитовых слоев.

Сульфатные породы чаще всего распространены в нижней части разреза VI ритмопачки (репер Д). Здесь относительно широко представлены линзовидные и линзовидно-слоистые породы глинисто-сульфатного и карбонатно-глинисто-сульфатного состава, подвергшиеся доломитизации, окремнению, кальцитизации, сульфатизации и т.д. В южной половине литолого-фациальной зоны глинисто-сульфатные породы имеют комковатую, пятнистую, брекчиевидную текстуру. Отмечается окремнение ангидрита. Нередко встречаются сульфатно-карбонатно-глинистые породы с брекчиевидной текстурой, образованной карбонатно-глинистыми обломками с пятнистой микроструктурой со скоплениями и пластиночками ангидрита. Обломки цементированы ангидритом. Сульфатные породы образовывались в условиях динамической мелководной среды, где осадки, не успев литифицироваться, подвергались разрушению и переотложению.

II – северная зона (мергельно-галитовая с сульфатно-доломитовыми породами и без грубого терригенного материала) охватывает территорию, расположенную севернее Речицкого вала и ограниченную на западе линией Ковчицкая – Вишанская площади. Калиеносная субформация имеет огромную мощность, достигающую в разрезах с нормальным строением 2,6 км. Поисковыми скважинами на калийные соли, пробуренными главным образом на Октябрьском и Светлогорском участках, вскрыта в основном верхняя часть ее разреза (ритмопачки VI–X). Информация о составе средней и нижней частей субформации основывается на данных кернового материала нефтепоисковых скважин и результатах промыслово-геофизических исследований.

Здесь так же, как и в пределах I зоны, доминируют каменная соль и мергели. На долю каменной соли в разрезах скважин приходится 40–55 % (в среднем около 50 %). Каменная соль серая, грязно-серая, нередко со слабым розовым или бурым оттенками. Отмечаются также цветные ее разновидности (оранжевые, красные и т.д.). Характерна обильная загрязненность глинистым веществом, карбонатами и сульфатами. Структура каменной соли разномелкозернистая, преимущественно средне- и крупнозернистая, текстура массивная и полосчатая. Интервалы, сложенные "перистым" галитом, наблюдаются значительно реже, чем в западной зоне.

Калийные соли относительно широко распространены. В разрезах отдельных скважин присутствует до 10–15 горизонтов. Калиенасыщенность субформации нередко составляет 4–5 %. Характерен, как правило, сильвинитовый состав калийных залежей. Сильвиниты развиты практически на всей площади зоны. Они относятся к красноцветной ассоциации: полосчатые, слоистые, микро-мелкозернистые, реже – среднезернистые, как правило, с прослоями галопелитов и загрязненные глинистым материалом. Сильвиниты пестроцветной ассоциации (белые, бледно-оранжевые с синим галитом) имеют резко подчиненное значение.

Сильвин-карналлитовые породы распространены незначительно. Наиболее крупный ареал их развития выделяется в районе Светлогорского участка.

Здесь сильвин-карналлитовые породы связаны в основном с калийным горизонтом 0-12.

Карналлитовые породы в пределах этой зоны имеют подчиненное значение. Выделяются два незначительных по площади участка. Один расположен в районе Вишанской площади и является восточным продолжением карналлитовой залежи горизонта 0-7 (28-с), второй - в пределах Светлогорского участка (карналлитовые породы в горизонте 36-с).

Среди несоляных пород преобладают мергели. Они имеют массивную и тонкослоистую текстуру, содержат до 3 % алевритового материала и 40-70 % глинистого. Карбонатная составляющая мергелей представлена в основном доломитом. В разрезах несоляных пачек прослой доломита нередко чередуются с прослоями бескарбонатных глин.

Среди сульфатных пород нижней части разреза субформации встречаются карбонатно-сульфатные и сульфатные разновидности с линзовидно-слоистыми и линзовидно-желваковыми текстурами /Обровец и др., 1987/. Они переслаиваются с детритовыми, копролитовыми, комковатыми, тонкослоистыми известняками, в которых наблюдаются многочисленные включения ангидрита в виде желваков, линз и отдельных пластинок. Текстурно-структурные особенности сульфатных и карбонатных пород дают основание считать, что во время формирования нижней части разреза калиеносной субформации в пределах рассматриваемой зоны возникали обстановки палеосебкх.

Терригенные породы практически отсутствуют. Отмечается лишь спорадическое появление маломощных мелкозернистых прослоев алевролитов, в которых остроугольные зерна кварца сочетаются с такого же размера комочками пелитоморфного карбонатного вещества. Цемент карбонатно-ангидритовый, базального типа. Ангидритовые скопления имеют форму линз.

III - центральная зона (мергельно-галитовая без песчаников, алевролитов, оолитов и сульфатов) охватывает центральную часть Припятского прогиба. На западе она граничит с I, на севере - со II зоной. Граница ее на востоке проходит по линии Рудненская - Смагловская - Мозырская - Каменская площади. Эта зона - одна из наиболее слабо изученных. В связи с глубоким залеганием соленосных отложений поисковые работы на калийные соли здесь практически не проводились, за исключением краевой северной ее части. Строение и состав калиеносной субформации изучены главным образом по керну и материалам промыслово-геофизических исследований нефтепоисковых скважин.

Преобладающий тип пород - каменная соль. Соленасыщенность разреза субформации высокая и составляет, как правило, 50-60 %. Относительно широко распространены калийные соли. Доминируют сильвиниты пестроцветной ассоциации (петриковский тип). По данным промыслово-геофизических исследований предполагается широкое развитие сильвин-карналлитовых пород. Выделяются два ареала распространения карналлитовых пород: один охватывает Конковичскую и Птичскую площади, второй - Скрыгаловскую.

Среди несоляных пород преобладают доломитовые мергели и глины, содержащие незначительную примесь алевритового материала - от 0,2 до 8, в единичных случаях до 16 %. Мергели преимущественно грубодисперсные (содержание фракции 0,01-0,001 мм - от 43 до 73 %). Фракция >0,001 мм составляет 36-49 % и представлена ассоциацией гидрослюды 1 Мд и 1 М, в единичных слу-

чаях с примесью хлорита. По составу тяжелой фракции выделяется ассоциация ильменит (59 %) > гранаты (29 %) > лейкоксен (6 %) > циркон (5 %). Существовавший во время образования калиеносной субформации Наровлянский вал, четко выраженный в палеорельефе, препятствовал поступлению терригенного материала с Украинского кристаллического щита в центральную часть позднефаменского солеродного бассейна.

IV – восточная зона (мергельно-галитовая с песчаниками, алевролитами и вулканогенным материалом) охватывает восточную часть прогиба. На севере она ограничена Речицким валом, на западе – центральной зоной, на востоке – контуром распространения калиеносной субформации. Мощность соленосных отложений здесь варьирует от нескольких сотен до 1300 м (обычно 600–1000 м). Субформация представлена в основном ритмопачками нижней части разреза (I–V). Соленасыщенность ее несколько меньше, чем в центральной зоне и составляет 40–50 %. Калийные соли представлены сильвинитами, причем на восточной зоне они отсутствуют.

Среди несоляных пород преобладают доломитовые мергели и глинистые известняки. Доломитовые мергели пятнистой и неяснослоистой текстуры, доломит вторичный и представлен идиоморфными мелкозернистыми кристаллами. Известняки комковатой и слоистой текстуры, так же как и мергели, доломитизированы. В породах отмечаются обильные включения мусковита, биотита, в различной степени измененного обломочного и аутигенного кварца, розеток халцедона, темноцветных минералов, вулканического стекла, пирита. Трещины в породах выполнены, как правило, халцедоном.

Сульфатные породы развиты в основном в нижней части разреза субформации. Преобладают линзовидно- и параллельно-слоистая текстуры. На Золотухинской площади встречаются сульфатные породы, образованные в субаэральных условиях (себкховая фация).

В восточной зоне в отличие от центральной значительно распространены терригенные породы. Они обладают низкой седиментационной зрелостью (зерна слабо окатанные, высокое содержание глинистого вещества). Характерно присутствие большого количества (часто преобладают) свежих и выветрелых полевых шпатов; в тяжелой фракции выделяется ильменит-апатит-гранат-лейкоксеновая ассоциация. Отмечаются максимальные содержания биотита. Набор минералов свидетельствует о привносе в бассейн материала, образовавшегося при разрушении и выветривании пород кристаллического фундамента.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на развитие на востоке Припятского прогиба нескольких достаточно мощных вулканогенных толщ позднедевонского возраста /Корзун, Махнач, 1977/, основным источником материала для формирования несоляных пачек в нижней части калиеносной субформации являлись преимущественно продукты выветривания пород кристаллического фундамента. Вместе с тем более широкое, чем в других зонах, развитие аутигенного минералообразования, в особенности глинистых минералов, свидетельствует о влиянии на этот процесс вулканогенного материала как дополнительного источника сноса.

В восточной зоне выявлены слои глин с реликтовой пепловой структурой. Мощность их здесь возрастает до 3 м. Они переслаиваются с аргиллитоподобными глинами и мергелями, формируя пачку мощностью до 14 м (Речицкая скв. 93-р).

У – южная зона (мергельно–галитовая с песчаниками и алевролитами) охватывает южную часть Припятского прогиба, расположенную южнее Ельской, Николаевской, Анисимовской, Великопольской площадей. Мощность калиеносной субформации относительно небольшая (200–1000 м) и лишь в Южно–Ельской синклинальной зоне в приосевой ее части достигает 1400–1800 м. Соленасыщенность субформации невысокая и, как правило, не превышает 35–40 %. Среди легкорастворимых в воде солей доминирует каменная соль. Преобладают светло–серые разновидности с бурым и красным оттенками, местами соль грязно–серая, участками красноцветная. Калийные соли выявлены лишь в центральной части рассматриваемой зоны и по данным промыслово–геофизических исследований представлены сильвинитами.

Несоляные пачки сложены в основном глинистыми мергелями, глинами, алевролитами и песчаниками. В мергелях и глинах в нижней части разреза субформации (по данным скважин Ново–Рудненской ЗI–р, Ельских 28–р, 30–р и др.) отмечается преобладание среди карбонатных минералов кальцита. Выше по разрезу уже доминирует доломит. Для глин и мергелей характерно высокое содержание алевро–песчаного материала (до 30 %). Реже встречаются известняки глинистые слоистой текстуры, пелитоморфные с многочисленным мелкозернистым идиоморфным доломитом, со стяжениями пирита.

В пределах южной зоны широко распространены грубообломочные терригенные породы, которые формировались под влиянием привноса временными палеопотоками кластического материала с Украинского кристаллического щита. В результате волновых процессов и придонных течений этот материал частично перераспределялся в бассейне.

Основной минерал тяжелой фракции терригенных пород – циркон, содержание которого составляет 45–47 % всех аллотигенных минералов. Здесь выделена ассоциация циркон (32–65 %) > лейкоксен (15–30 %) > ильменит (9 %) > гранаты (5 %) > апатит (4 %). В Южно–Ельской синклинальной зоне терригенные породы характеризуются высокой седиментационной (незначительное содержание глинистого материала в цементе) и минеральной зрелостью (максимальные значения коэффициента кварцевости), устойчивой минеральной ассоциацией – циркон–ильменит, лейкоксен–гранаты–apatит.

В терригенных породах обнаружена ассоциация глинистых минералов, представленная гидрослюдой, аллотигенным пиррофиллитом, аутигенным шамозитом. Здесь чаще, чем в других зонах, отмечается регенерационный кварцевый цемент. Породы подобного состава могут возникнуть, если обломочный материал испытал более чем один цикл седиментации и материнскими породами служили либо осадочные образования, либо метаморфические породы.

Литолого–фациальное районирование калиеносной субформации по комплексу несоляных и соляных пород позволяет отметить их ассоциации, характерные для различных частей Припятского прогиба. Так, западную зону представляет ассоциация: каменная соль, мергели, карналлиты, смешанные сильвин–карналлитовые породы, сильвиниты, оолиты, строматолиты. Этот специфический набор пород отражает условия краевой части солеродного бассейна, наиболее удаленной от втока морских вод и, по–видимому, относительно мелководной. Промышленные залежи калийных солей связаны в основном с этой литолого–фациальной зоной. Южная зона характеризуется значительной ролью песчаников и алевролитов, северная, наоборот, отличается ассоциацией мерге-

лей, сульфатов, доломитов, что в большей степени отвечает условиям открытой части водоема. Калийные породы здесь представлены сильвинитами.

Выявленные закономерности размещения различных генетических типов соляных и несоляных пород и их пространственная связь с конседиментационными структурами различного порядка свидетельствуют о существовании структурного контроля литологических фаций в пределах различных зон и определяющей роли палеогеографических условий в целом на характер осадконакопления в позднефаменском солеродном бассейне Припятского прогиба.

### Список литературы

- Г а р е ц к и й Р.Г., К и с л и к В.З., В ы с о ц к и й Э.А. и др. Девонские соленосные формации Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1982. – 208 с.
- К о р з у н В.П., М а х н а ч А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. – Минск: Наука и техника, 1977. – 164 с.
- О б р о в е ц С.М., М а х н а ч А.С., К и с л и к В.З. Несолевые породы верхнефранской соленосной толщи Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1987. – 128 с.
- П е т р о в а Н.С., С е д у н Э.В., Л я х о в и ч О.К. Специфические особенности калиеносных зон Припятского прогиба // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. – М.: Наука, 1985. – С. 185–194.

УДК 553.632:551.734(476.1)

Э.А. В ы с о ц к и й, В.З. К и с л и к,  
Э.В. С е д у н, В.Н. В и ш н е в с к и й

### ЗОНЫ ЗАМЕЩЕНИЯ В III КАЛИЙНОМ ГОРИЗОНТЕ КРАСНОСЛОБОДСКОГО УЧАСТКА И КРИТЕРИИ ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Краснослободский участок расположен в кутовой северо-западной части Припятского прогиба и является конечным западным звеном Старобинского месторождения калийных солей. На востоке он примыкает к шахтному полю 2 РУ, от которого отделяется Северо-Западной зоной разломов. В 1987 г. на участке завершены детальные геолого-разведочные работы, в процессе которых получены интересные данные о развитии зон замещения в калийных залежах.

Выявление и прогнозирование зон замещения по данным бурения с поверхности земли являются более сложной задачей, нежели изучение их в горных выработках. Необходимы достаточно надежные критерии, которые позволяли бы обнаруживать зоны замещения по керновому материалу скважин, так как не всегда возможно выяснить причины, обусловившие аномальное строение разреза того или иного калийного горизонта. Насколько это трудная задача, сви-

детельствует опыт разведки шахтных полей 1, 2 и 3 РУ Старобинского месторождения, когда по материалам бурения с поверхности земли зоны замещения в калийных горизонтах практически не были обнаружены (не говоря уже о прогнозировании или оценке масштабов их развития), хотя, как показали материалы эксплуатационных работ, они достаточно широко распространены в пределах этих шахтных полей.

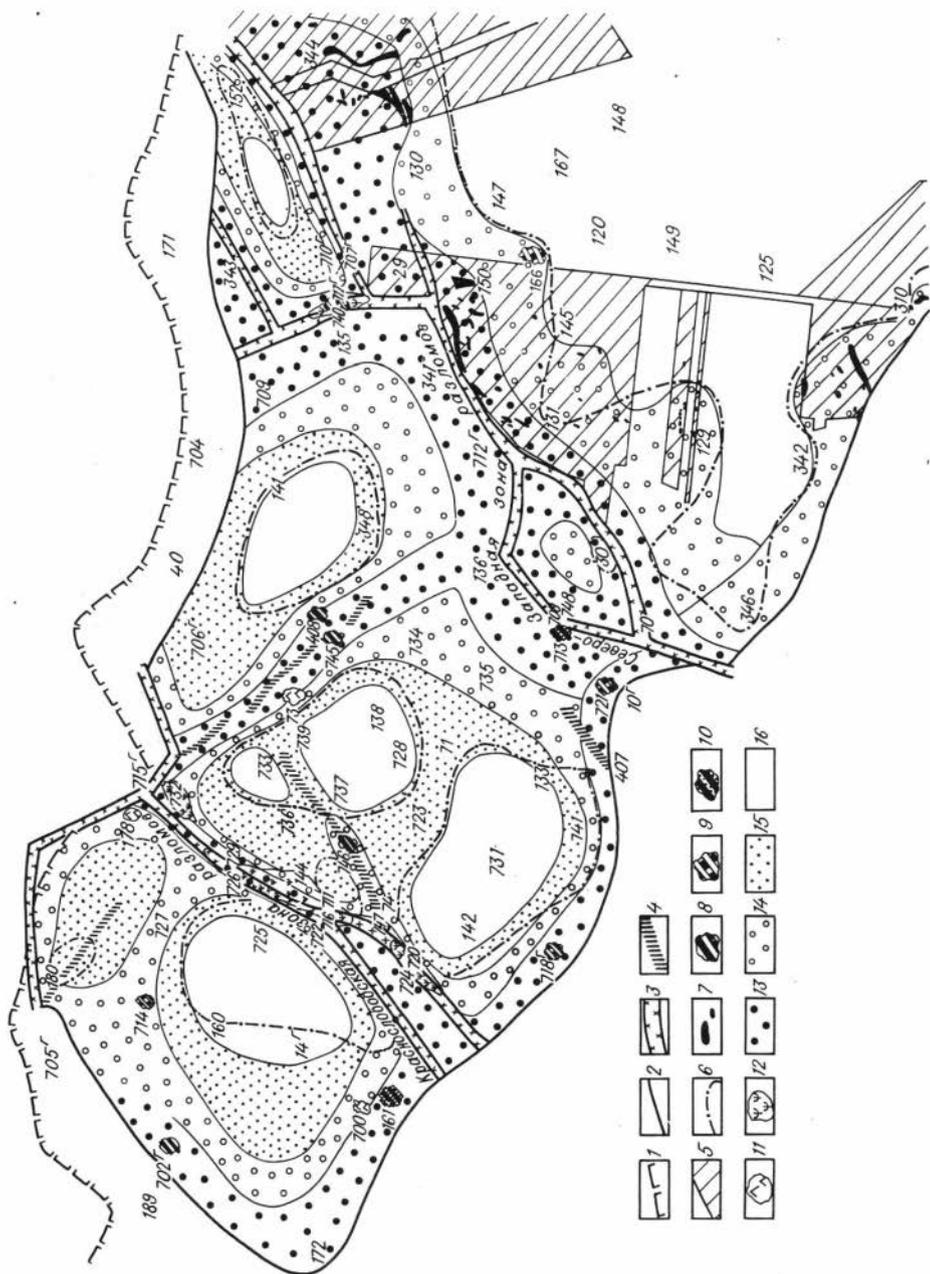
Диагностика зон замещения по керновому материалу включает в себя две стадии. На первой в результате тщательного просмотра и изучения керна решается задача выделения зон замещения в разрезах конкретных скважин, на второй на основе полученных фактических данных выявляются критерии прогнозирования зон замещения и производится прогнозная оценка территории исследуемого объекта (участка).

Обнаружение зон замещения в разрезах скважин предусматривает всесторонний анализ геологической информации. Во-первых, для исследуемой территории (участка или части его) необходимо выбрать эталонные разрезы калийных горизонтов, во-вторых, выявить аномальные отклонения от эталонных разрезов и решить, какие из этих отклонений связаны с региональными (или закономерными) изменениями состава и строения залежи, а какие с зонами замещения.

В зависимости от степени детальности исследований (или стадии геолого-разведочного процесса) эта задача может решаться на уровне горизонта в целом или отдельных его калийных слоев. И в том, и в другом случаях необходимы: 1) детальная корреляция калийных горизонтов с выделением слоев, а в слоях – пакетов; 2) построение карт или схем распространения калийных слоев; 3) создание модели тектонического строения объекта; 4) построение карт изоконцентрат  $KCl$  и  $MgCl_2$ . В результате анализа полученной геологической и картографической информации выявляются региональные закономерности изменения: 1) строения горизонтов (слоев, пакетов); 2) мощности слоев; 3) распределения хлористого калия и магния по площади в пластах и слоях. Вся территория изучаемого объекта расчленяется на ряд полей с характерным строением и составом разрезов калийных слоев, которые принимаются за эталонные для данного поля или полосы. По аномальным отклонениям одного или нескольких параметров судят о наличии зон замещения. Такими отклонениями относительно эталонного разреза чаще всего являются: 1) отсутствие в разрезе горизонта всех или отдельных калийных слоев, а в слоях – отдельных сильвинитовых пакетов; 2) аномально уменьшенные мощности сильвинитовых слоев; 3) аномально низкие концентрации хлористого калия или магния; 4) развитие линз водно-прозрачного галита и молочно-белого сильвина, нередко с красной оторочкой.

При полном замещении горизонта или отдельных сильвинитовых слоев в целях диагностики, как правило, достаточно одного или двух признаков. Более трудная задача – выявление зон замещения, охватывающих лишь часть разреза сильвинитового слоя. В таких случаях необходимо применение всего комплекса признаков, а иногда также привлечения дополнительных методов (палеотектонические построения, геохимические, петрографические исследования и др.).

Использование указанных выше методических приемов позволило по дан-



Схематическая прогнозная карта степени развития зон замещения в III калийном горизонте Краснослободского участка.

1 – границы верхнефаменских соленосных отложений и 2 – распространения III калийного горизонта; 3 – зоны разломов (по данным эксплуатационных работ, бурения и сейсморазведки) и 4 – осложнения сейсмического поля МОВ и МОГТ, предположительно связанные с зонами повышенной трещиноватости; 5 – отработанные площади шахтных полей; 6 – граница распространения сильвинитового слоя I калийного горизонта III; 7 – зоны замещения в III калийном горизонте по данным эксплуатационных работ; 8–II – зоны замещения III горизонта по данным бурения: 8 – полное сильвинитового слоя 2, 9 – частичное сильвинитового слоя 2, 10 – частичное сильвинитового слоя 3, II – частичное сильвинитового слоя 4; 12 – зоны замещения в IV калийном горизонте; 13–16 – земли: 13 – интенсивного развития зон замещения (суммарная площадь зон замещения составляет 5–8 %), 14 – умеренного проявления замещений (1–5 %), 15 – слабого развития замещений (менее 1 %), 16 – полного отсутствия или спорадического появления зон. Цифры на схеме – разведочные скважины на калийные соли.

нм бурения выявить зоны замещения в разрезах всех калийных горизонтов Краснослободского участка. Обнаружены они также в промышленном нижнем сильвинитовом пласте III горизонта Краснослободского участка, где в отличие от шахтных полей Старобинского месторождения имеют широкое распространение.

Отмечены следующие особенности развития зон замещения в нижнем сильвинитовом пласте III калийного горизонта: 1) по составу зафиксировано замещение сильвинита каменной солью; 2) зоны замещения обнаружены во всех сильвинитовых слоях (1–4); 3) установлено полное (в слоях 1 и 2) или частичное (во всех сильвинитовых слоях) замещение; 4) в сильвинитовых слоях 2 и 3 замещены, как правило, нижние части, а в слое 4 – верхняя; 5) замещение сильвинита каменной солью в слое 3 выявлено в тех разрезах, где полностью замещены нижележащие слои 1 и 2; 6) в разрезах с частично замещенными верхами слоя 4 нижележащие слои 2 и 3 сохраняют нормальное строение и состав; 7) в скважинах, вскрывших зоны замещения в нижнем сильвинитовом пласте, обнаружены изменения и в вышележащем глинисто-карналлитовом (замещение карналлитовой породы сильвинитом, аномально низкие содержания  $MgCl_2$ ); 8) в плане зоны замещения тяготеют к периферическим частям развития сильвинитового пласта, а также к разрывным и тектонически осложненным зонам внутри ареала его распространения (см. рисунок).

Однако по данным бурения с поверхности земли практически невозможно выяснить морфологию, размеры конкретных зон и т.д. Это создает определенные трудности при интерпретации геологического материала и выяснении механизма формирования зон замещения в калийных залежах.

Интерпретация и осмысливание полученных данных позволили прийти к выводу, что формирование зон замещения в III калийном горизонте на Краснослободском участке происходило вследствие воздействия на калийные породы ненасыщенных хлористым калием и магнием растворов, поступавших преимущественно снизу. В результате сильвиниты замещались каменной солью, а карнал-

литовые породы – сильвинитом и каменной солью. Эти процессы наиболее интенсивно проявились в разрывных, тектонически осложненных зонах и на прилегающих к ним участках, где в связи с повышенной трещиноватостью пород соленосной толщи создавались благоприятные условия для разгрузки растворов и замещения калийных пород. Такой механизм формирования зон замещения в принципе аналогичен механизму, который был предложен ранее В.З. Кисликом /1971/\* для объяснения генезиса зон замещения во II калийном горизонте на шахтных полях Старобинского месторождения. В разломных и тектонически осложненных зонах наряду с преобладающей вертикальной не следует также исключать и латеральную миграцию растворов, которая могла происходить по субгоризонтальным трещинам, плоскостям слоистости пород, а также отдельным слоям и прослоям, обладающим коллекторскими свойствами.

В краевых частях ареала распространения III калийного горизонта растворы могли проникать к калийным породам как снизу по системе трещин в соленосной толще, обусловленной разломами (расположены за пределами, но вблизи современного контура III горизонта), так и благодаря латеральной миграции маточных и поровых вод по восстанию пластов. Не исключено также поступление растворов по трещинам из надсолевых образований.

Время возникновения зон замещения точно не установлено. Есть основания полагать, что в нижнем сильвинитовом пласте III горизонта они начали формироваться после образования глинисто-карналлитового пласта. В пользу этого может свидетельствовать тот факт, что практически все зоны в основных (2, 3 и 4-ом) сильвинитовых слоях приурочены к участкам, которые в плане локализованы в пределах полос с аномально низким содержанием хлористого магния (в 5–10 раз ниже нормальной концентрации) в глинисто-карналлитовом пласте, т.е. воздействию растворов ненасыщенных  $KCl$  и  $MgCl_2$  практически одновременно подвергались сильвиниты нижнего и карналлитовые породы среднего пласта III горизонта.

Учитывая выявленные закономерности развития зон замещения и принципиальную схему их образования, предложены критерии, позволяющие с той или иной степенью вероятности выявлять площади (участки, полосы, земли) с зонами замещения.

**Стратиграфический критерий** – связь зон замещения с определенными частями разреза калийного горизонта. Так, в нижнем сильвинитовом пласте III горизонта замещения зафиксированы преимущественно в слоях I и 2, во II горизонте – в слое I, в IV – в сильвинитовых слоях 1–6.

**Тектонический критерий** – приуроченность зон замещения к разломам, полосам тектонических осложнений и прилегающим к ним территориям. Этот критерий контролирует преобладающую часть зон на III и II калийных горизонтах и все известные на I и IV горизонтах Краснослободского участка.

**Геохимический критерий** – локализация зон замещения в пределах полос с пониженным относительно регионального фона содержанием

---

\* К и с л и к В. З. Постседиментационные изменения в калийных горизонтах Старобинского месторождения // Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горно-химического сырья СССР. – М.: Недра, 1971. – С. 209–218.

KCl или  $MgCl_2$ . Так, зоны замещения в нижнем сильвинитовом пласте III горизонта в плане приурочены к полям аномально низкого содержания  $MgCl_2$  в глинисто-карналлитовом пласте.

Критерий "э к р а н и р у ю щ е г о э ф ф е к т а" нижележащего калийного слоя - каждый нижележащий сильвинитовый слой (при развитии процессов замещения снизу вверх) предохраняет вышележащий от воздействия агрессивных растворов. В продуктивном пласте III горизонта во всех скважинах, вскрывших зоны замещения в слое 2, всегда отсутствует слой I, и наоборот, в пределах развития "останцов" слоя I замещение сильвинита каменной солью в расположенных выше по разрезу слоях пока не выявлено. В слое 3 зоны замещения в плане контролируются локальными участками отсутствия слоя 2 и не обнаружены в пределах площадей с нормальным строением нижезалегающего сильвинитового слоя.

В связи с тем, что по материалам бурения с поверхности земли невозможно определить размеры зон замещения, а следовательно площадь, занимаемую ими, для оценки масштабов и степени их развития по площади нами использованы данные о зонах замещения в III калийном горизонте на шахтных полях ПО "Белорускалий". Здесь они пока обнаружены лишь в пределах шахтных полей 2 и 3 РУ. Выявлена приуроченность зон замещения к Северо-Западной зоне разломов и к краевой части калийной залежи на юго-западе шахтного поля 2 РУ. Анализ фактического материала, полученного по данным наблюдений в горных выработках, показывает, что зоны замещения появляются на расстоянии 1,5-2,0 км от Северо-Западной зоны разломов. По мере приближения к ней увеличивается количество, а также размеры зон, т.е. в целом возрастает их плотность на 1 км<sup>2</sup>. Наиболее интенсивно процессы замещения проявились в полосе, непосредственно примыкающей к разломной зоне. Ширина этой полосы 0,5-1,0, реже 1,5 км. На долю зон замещения приходится 5-8 % площади полосы. Юго-восточнее этой полосы практически параллельно ей прослеживается еще одна, в пределах которой общая площадь, занимаемая зонами замещения, составляет 1-5 %. В краевой части калийной залежи на юго-западе шахтного поля 2 РУ зоны замещения выявлены в полосе, имеющей ширину 0,5-1,5 км. Здесь зоны замещения занимают около 3-5 % площади полосы. Сравнительный анализ показывает, что площадное развитие зон замещения в III калийном горизонте на шахтных полях Старобинского месторождения и Краснослободском участке контролируется одними и теми же критериями.

На основании имеющегося фактического материала, выявленных поисковых критериев и опыта изучения зон замещения, на шахтных полях Старобинского месторождения выполнено районирование территории Краснослободского участка с выделением земель (полос), характеризующихся различной степенью развития процессов замещения в сильвинитовых слоях продуктивного пласта. Выделены земли: I - интенсивного развития зон замещения (суммарная площадь зон замещения составляет 5-8 % площади полосы); II - умеренного распространения зон замещения (1-5 %); III - слабого развития зон (менее 1 %); IV - полного отсутствия или спорадического появления единичных зон.

Земли с интенсивным развитием зон замещения (I) прослежены вблизи разрывных, тектонически осложненных зон, а также в периферических частях ареала распространения III горизонта. Земли с умеренным развитием зон заме-

щения (II) в площадном отношении также связаны с зонами разломов, но расположены на некотором удалении от них. Земли полного отсутствия или спорадического появления единичных зон (IV) представляют собой обособленные, небольшие по площади участки, относительно удаленные от разрывных, тектонически осложненных зон и периферийных частей калийной залежи. По данным бурения здесь вскрыты нормальные по строению и содержанию KCl сильвинитовые слои (2-4) продуктивного пласта, практически повсеместно сохранился "экранирующий" слой I, в глинисто-карналлитовом пласте развиты прослой и слои сильвин-карналлитовой и карналлитовой породы и наблюдаются нормальные (сравнительно с землями I и II) содержания хлористого магния. Земли со слабым проявлением процессов замещения (III) обрамляют, как правило, земли IV.

Ожидаемые на Краснослободском участке потери сильвинитовых руд в зонах замещения предположительно составят около 1,4 % разведанных запасов сырых калийных солей.

УДК 553.632:551.248.2(476.2)

Б.А. Протасевич

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

И ХАРАКТЕР КАЛИЕНАКОПЛЕНИЯ

ВО ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАЛИЕНОСНОЙ СУБФОРМАЦИИ

ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Верхнефаменская соленосная формация Припятского прогиба по строению, составу слагающих пород, соленасыщенности и калиеносности разделяется на две субформации: нижнюю - галитовую и верхнюю - глинисто-галитовую (калиеносную). В разрезах субформаций выделяются соответственно семь и десять ритмопачек, пронумерованных римскими цифрами (снизу вверх). Калийные соли сконцентрированы только в калиеносной субформации и неравномерно развиты как по разрезу, так и на площади. Такое их распределение обусловлено особенностями соленакопления во время образования соленосной формации.

К началу позднефаменского соленакопления рельеф дна бассейна характеризовался значительной расчлененностью. В северной и южной его частях прослеживался ряд палеоструктур преимущественно субширотного простирания, в центре же располагалась относительно глубоководная котловина, некомпенсированная осадками /Гарецкий и др., 1982/. Во время образования галитовой субформации (лебедянское и начало оресского времени) происходит активное выполнение неровностей рельефа дна соленосными отложениями. Оно сопровождается интенсивными тектоническими подвижками по крупным разломам, что фиксируется прекращением садки каменной соли на Червонослободском (III ритмопачка), Речичком и Первомайском (V, местами VI) палеовалах. К концу времени образования субформации происходят существенное обмеление и выполаживание дна солеродного водоема, о чем свидетельствует сходный характер распределения мощностей VII ритмопачки во всех тектонических зонах прогиба.

Наметившаяся в то время тенденция к поднятию участков суши, прилегающих к бассейну, привела к некоторому сокращению его акватории на севере /Лупиневич и др., 1969/. Северная граница, по-видимому, стала контролироваться Северо-Припятским, а южная, как и раньше, Южно-Припятским краевыми разломами.

На протяжении времени образования калиеносной субформации связь Припятского бассейна поддерживалась только с Днепровско-Донецким, откуда поступали метаморфизованные и в достаточной степени сгущенные морские воды. Иногда эта связь была затруднена или прерывалась совсем. Роль своеобразного бара играли вулканогенные толщи в районе г. Чернигова. Таким образом, уже в начале формирования субформации наметилась довольно четкая изоляция солеродного бассейна. Активизация тектонических движений в прилегающих районах суши вызвала усиление деятельности речных потоков и резкое увеличение количества обломочного (преимущественно глинистого) материала, поступавшего в бассейн. Начиная со времени образования I ритмопачки морской солеродный бассейн превратился в континентально-морской, в котором наряду с морской водой, приносившей растворенные соли, поступало и значительное количество вод суши, транспортировавших взвешенный глинистый материал, а также определенное количество солей. Области сноса являлись Украинский щит, Микашевичско-Житковичский выступ фундамента и Белорусская антеклиза /Гарецкий и др., 1984/.

Образование калиеносной субформации (оресско - стрешинское, частично полесское время) происходило в сравнительно мелководных условиях при интенсивном погружении бассейна и активном осадконакоплении. По времени оно совпадает со зрелой фазой развития Припятского прогиба как рифтового грабена. Рифтовый режим обусловил дифференцированное погружение по разломам блоков кристаллического фундамента и подсолевого ложа, способствовавших формированию системы конседиментационных структур, повлиявших на характер осадконакопления.

Анализ схематических карт палеомощностей ритмопачек свидетельствует, что уже в начале образования калиеносной субформации в рельефе дна бассейна сравнительно четко отражались крупные структуры II порядка. На схематической карте палеомощностей I ритмопачки выделяются Березинский, Речицкий, Червонослободской, Малолушинский, Копаткевичский, Южно-Копаткевичский, Шестовичский, Сколодинский, Буйновичский, Наровлянский и Ельский палеовалы, Старобинская, Предречицкая, Предчервонослободская, Предмалолушинская, Копаткевичская, Северо-Конковичская, Северо-Шестовичская, Предсколодинская, Преднаровлянская и Южно-Ельская палеосинклиналильные зоны. На месте современных Предберезинской, Октябрьской и Предпервомайской существовала крупная, по существу, единая Шатилковская палеосинклиналильная зона. Наиболее контрастно палеоструктуры выделялись в Северной зоне и на западе Центральной.

С середины времени образования I ритмопачки происходит активизация тектонического режима. Вначале относительное воздымание по сравнению с другими частями прогиба испытывает его северная часть до Речицкого палеовала включительно, в результате чего отмечаются перерыв в осадконакоплении на всей этой территории и выпадение из разреза пачек общей мощностью до

70–90 м. После этого происходит интенсивное погружение территории к югу от Копаткевичского палеовала, сопровождаемое накоплением дополнительных пачек с максимальным их количеством в Южной зоне. Мощность и полнота строения ритмопачки поэтому регионально увеличивается с севера на юг. Происходит и некоторое смещение площади солеродного бассейна на северо-запад относительно его положения к концу времени образования галитовой субформации.

В разрезе I ритмопачки развиты два калийных горизонта. Нижний залегают на обширной территории к северу от Малодушинского и Червонослободского палеовалов и в западной части Центральной зоны, близ контрастно развивавшихся палеоструктур. Несмотря на большие мощности ритмопачки и вмещающей горизонт пачки в других палеосинклинальных зонах в центре и на юге прогиба калийные соли не отлагались, так как из-за большой глубоководности водоема достаточной концентрации рассолов там не происходило, а поступление их из других палеосинклиналей ограничивалось палеоподнятиями. Верхний калийный горизонт развит только на севере прогиба. Южная граница его контролируется Речицким палеовалом, который служил палеобарьером на пути проникновения в эту часть бассейна вод из Центральной и Южной зон.

Во время образования II ритмопачки продолжают развиваться вышеназванные палеоструктуры. Как и раньше, более контрастный рельеф характерен для северной и западной частей прогиба. Происходит дальнейшее расширение бассейна в западном направлении и весьма интенсивное погружение Центральной и Южной зон. Мощности ритмопачки поэтому на юге в 2 раза больше, чем на севере. Столь резкое прогибание вызвало значительное поступление в бассейн континентальных вод и терригенного материала и существенное ослабление соленакопления. Так, в Южной и в ряде районов Центральной зон преобладающая часть разреза сложена несоляными образованиями. Такая обстановка обусловила крайне незначительное калиенакопление. Калийные залежи формировались лишь в Северной зоне в начале и конце времени образования ритмопачки.

Таким образом, для раннего этапа формирования калиеносной субформации характерна большая контрастность глубин разных частей солеродного бассейна. Из них относительно приподнятой и мелководной была Северная зона, на участках наибольшего прогибания которой и происходил основной объем садки калийных солей. Области калиенакопления ограничивались палеобарьерами, в отдельных частях территории на распространении залежей сказывалось влияние фациального замещения сильвинитов галопелитами.

Главная особенность соленакопления во время образования средней части разреза калиеносной субформации (III–VI ритмопачки) – выравнивание темпов погружения и глубин солеродного бассейна во всех тектонических зонах прогиба в связи с замедлением скорости прогибания Центральной и Южной зон. Уже во время образования III ритмопачки во всех зонах накапливаются примерно одинаковые мощности осадков. Такой характер распределения мощностей в принципе сохраняется и в дальнейшем, хотя при этом наблюдается постепенное смещение центров максимального погружения и осадконакопления в Северную зону. Наряду с этим отмечается и неравномерное погружение крупных частей бассейна вдоль субмеридиональных зон разломов. В течение большей части времени образования IV ритмопачки более активно прогибаются восточные час-

ти прогиба, а в начале образования V ритмопачки – северо-западная его часть, что отражается в некотором смещении в соответствующих направлениях солеродного водоема и областей калиенакопления. Помимо субмеридиональных зон разломов, активизация тектонических движений на рубеже IV-V ритмопачек охватывала, по-видимому, и Червонослободской разлом, а также прилегающую сушу в районе Микашевичско-Житковичского выступа фундамента. Это привело к увеличению притока континентальных вод, значительному повышению содержания несоляных пород в разрезе вблизи границы между указанными ритмопачками, развитию зоны повышенной песчаности в районе Предчервонослободской палеосинклинальной зоны и, в конечном итоге, к прекращению калиенакопления на близлежащей территории. Продолжается развитие крупных палеоструктур. Из них определяющее влияние на размещение калийных солей оказывали речичкий, Червонослободской, Малодушинский, Южно-Копаткевичский, Шестовичский и Ельский палеовалы. В наиболее приподнятых частях Южно-Копаткевичского, Червонослободского и других палеовалов возможны кратковременные перерывы в осадконакоплении.

Одновременно с обмелением выполаживается рельеф дна бассейна, на большей части его территории амплитуды колебаний мощностей ритмопачек (начиная с IV) не превышают 50–100 м. Наряду со стабильной в целом палеотектонической обстановкой происходит постепенное сокращение акватории бассейна в периферических его частях к югу от Червонослободского и Малодушинского палеовалов, особенно заметное на юго-западе. Поэтому уже во время образования V ритмопачки намечается тенденция к обособлению Северной зоны и отмиранию солеродного водоема с юга.

Мелководные условия и устойчивая палеотектоническая обстановка в течение всего времени образования средней части разреза калиеносной субформации обусловили максимально интенсивное калиенакопление в указанный период. В этой части разреза выявлен 41 калийный горизонт или 64 % от их общего количества во всей субформации. Как общая площадь калиенакопления, так и площади развития основных горизонтов характеризуются максимальными размерами. При этом выделяется ряд специфических особенностей в характере калиеносности и по разрезу, и на площади. Прежде всего обращает на себя внимание уменьшение калиеносности снизу вверх по разрезу. Если в III ритмопачке содержится 15 калийных горизонтов, то в IV, V и VI соответственно – 10, 9 и 7. В такой же последовательности уменьшаются площадь развития горизонтов и территории калиенакопления в целом, особенно в Центральной и Южной зонах. Кроме того, в этих зонах снизу вверх уменьшается и мощность горизонтов. Если мощности их в IV ритмопачке составляют в среднем 2,4–5,5 м в Северо-Шестовичской и 5,8–6,2 м в Южно-Ельской палеосинклинальных зонах, то в V ритмопачке они снижаются соответственно до 0,43–0,7 и 1,4–1,5 м. В Северной же зоне эти значения, как правило, в 2–3 раза выше.

Из общего числа калийных горизонтов только 16 (или 39 %) залегают на значительных площадях и имеют повышенную мощность. Остальные распространены преимущественно в виде маломощных узко локализованных на площади залежей, часто без видимой связи с палеоструктурой. В противоположность им площади развития основных калийных горизонтов тяготеют к областям наибольшего прогиба и практически отсутствуют на палеоподнятиях. Но в преде-

лах палеосинклинальных зон, особенно по простиранию, связь между палеотектоникой и калиеносностью имеет весьма сложный характер. Области наибольшего калиенакопления и прогибания, а также максимальные мощности горизонтов и вмещающих их пачек нередко смещены относительно друг друга. В Центральной и Южной зонах, например, отмечается возрастающее снизу вверх по разрезу смещение площадей калиенакопления к западу от участков наибольшего прогибания. Подобным образом происходит смещение максимальных мощностей горизонтов относительно максимальных мощностей вмещающих их пачек. Связь между мощностями калийных горизонтов и вмещающих их пачек наиболее четко проявляется в пределах отдельно взятых структур, в масштабе же всего региона она практически не выражена. Наиболее тесная эта связь в Северной зоне, более слабая – в Центральной и Южной, где существенно уменьшается в восточном направлении. По этой причине ряду калийных горизонтов, занимающих большие площади в одной зоне прогиба, соответствуют маломощные и ограниченно распространенные стратиграфические их аналоги в других зонах. Следует отметить также, что если к югу от Червонослободского вала калийные залежи более или менее равномерно распределены в сводном разрезе указанной части субформации, то к северу от него между IV и V ритмопачками фиксируется интервал, практически лишенный калийных солей.

Таким образом, главная особенность калиенакопления во время формирования средней части разреза калиеносной субформации – максимальная его интенсивность на всей территории в начальный период, а затем последовательное смещение в северную и западную части прогиба и прогрессирующее затухание. Принципиальное сходство палеотектонической обстановки на всем протяжении указанного времени может свидетельствовать о том, что такой характер калиенакопления обусловлен увеличивающимся притоком менее концентрированных морских вод с востока, поступавших в бассейн южнее Малодушинского палеовала. Следовательно, размещение калийных солей в разрезе и на площади имеет как палеотектонический, так и палеогеографический контроль.

Заключительный этап формирования калиеносной субформации охватывает время образования VII–X ритмопачек. В начале его (VII ритмопачка) центр наиболее интенсивного погружения смещается в Северную зону, где мощности осадков составляют обычно 200–300 м, тогда как на остальной территории 100–150, реже 200 м. Но в целом бассейн продолжает развиваться на довольно обширной территории, наиболее заметное его сокращение происходит в западной части прогиба. Продолжается развитие выделяемых ранее палеоструктур, на ряде которых южнее Речицкого палеовала возможны перерывы в осадконакоплении. С точки зрения калиеносности время образования VII ритмопачки знаменательно тем, что несмотря на довольно большие мощности осадков и одно из самых высоких в разрезе субформации значение соленасыщенности (80–85 %), практически полностью прекращается калиенакопление. Незначительные его проявления отмечаются лишь в виде ограниченных по площади и мощности горизонтов, два из которых расположены в самом верху, а два – в самом низу разреза ритмопачки.

Начиная с VIII ритмопачки происходят сокращение площади солеродного бассейна с юга и приближение областей наиболее интенсивного прогибания к северному борту Припятского прогиба. Так, во время образования IX ритмопачки

он ограничивается с юга Червонослободским и Малодушинским, во время X – Речидским палеовалами. Уменьшение акватории бассейна отмечается также с запада и востока. Активное погружение Северной зоны, усиливающееся во времени в направлении к Северо-Припятскому краевому разлому, возрастание относительной приподнятости прилегающей к нему территории суши способствовали прогрессирующему увеличению притока континентальных вод и замене процесса солеобразования карбонатно-глинистым осадконакоплением. Таким образом, прекращение садки каменной соли обусловлено не отсутствием необходимого прогибания дна бассейна, а сменой характера осадконакопления.

Незначительные проявления калийных солей в начале рассматриваемого времени (VII ритмопачка) сменяются затем активным калиенакоплением (VIII ритмопачка), после чего происходит его постепенное угасание. Для большинства важнейших горизонтов этой части разреза характерна сравнительно высокая связь их распространения с палеоструктурой. Однако на эту связь существенно повлияли фациальные замещения сильвинитов галопелитами, возрастающие вверх по разрезу. Таким образом, в начале указанного отрезка времени садка калийных солей подавлялась накоплением галита, а во второй его половине – карбонатно-глинистыми отложениями.

Изложенный материал свидетельствует о том, что размещение калийных солей в разрезе и на площади обусловлено взаимодействием влияния на их формирование палеотектонических и палеогеографических условий соленакопления. Это касается как калиености в целом, так и отдельных калийных залежей.

В тектоническом развитии Припятского прогиба во время позднефаменского соленакопления выделяются четыре этапа /Протасевич, 1983/, а в разрезе калиеносной субформации четыре этажа калиености /Гарецкий и др., 1984/. В течение первого тектонического этапа, охватывающего время образования галитовой субформации, происходило выполнение каменной солью сформированной ранее относительно глубоководной котловины. Большая глубоководность и активный тектонический режим обусловили отсутствие в разрезе субформации калийных солей. Второй этап охватывает время образования нижней части разреза калиеносной субформации (I-II ритмопачки). В начале его обмеление и улучшение изоляции бассейна благоприятствуют формированию калийных солей I этажа калиености. Погружение Центральной и Южной зон во второй половине этапа привело к увеличению глубоководности и притока континентальных вод и прекращению калиенакопления. Третий этап отвечает времени образования средней части разреза субформации (III-VI ритмопачки). Обмеление территории Центральной и Южной зон, выравнивание глубин на всей площади бассейна обусловили интенсивное калиенакопление и формирование 2 и 3 этажей калиености. Четвертый этап охватывает время образования верхней части калиеносной субформации (VII-X ритмопачки). В начале его достигает максимума возникший на предыдущем этапе процесс рассолонения бассейна, что приводит к прекращению калиенакопления. В результате этого разрез VII ритмопачки разделяет 3 и 4 этажа калиености. Последующее воздымание территории к югу и северу от солеродного водоема способствовало, с одной стороны, усилению его изоляции и уменьшению притока морских, а с другой – нарастающему поступлению континентальных вод. Это обусловило сначала возобновление формирования калийных солей, а затем окончательное прекращение калие- и соленакопления.

## Список литературы

- Г а р е ц к и й Р.Г., К и с л и к В.З., В ы с о ц к и й Э.А. и д р.  
Девонские соленосные формации Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1982. – 208 с.
- Г а р е ц к и й Р.Г., В ы с о ц к и й Э.А., К и с л и к В.З. и д р.  
Калийные соли Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1984. – 182 с.
- Л у п и н о в и ч Ю.И., К и с л и к В.З., З е л е н ц о в И.И. Геологическое строение и условия формирования галогенной формации Припятской впадины // Геология и петрография калийных солей Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1969. – С. 7–28.
- П р о т а с е в и ч Б.А. Особенности тектоники позднефаменского соленакопления и калиеносность Припятского прогиба // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. – С. 53–55.

УДК 553.632(470.5)

Н.М. Джиноридзе, Н.В. Мелкова, А.Н. Павленский  
А.Л. Протопопов, М.С. Рогова

ТЕРМОДИНАМОФЛЮИДАЛЬНЫЕ ТЕКСТУРЫ

И СТРУКТУРЫ СОЛЯНЫХ ПОРОД

ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ – ИНДИКАТОРЫ ИНТЕНСИВНОСТИ

И ВРЕМЕНИ ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

А.А. Иванов справедливо подчеркивал, что все складчатые структуры "... независимо от их размеров, от крупных, протягивающихся на десятки километров, до мелких и локальных вплоть до микроскладок внутри толщи солей имеют ... опрокидывание осевой плоскости складок на запад и асимметричность строения: западные крылья их крутые, часто опрокинутые, тогда как восточные более пологие... Поэтому... не считается с этой закономерностью и не объяснять ее происхождение нельзя... при трактовке тектоники соляной толщи Соликамской впадины" /Иванов, Воронова, 1975, с. 181/. Вместе с тем отсутствие сведений о времени проявления складчатых деформаций в соляной толще и механизме передачи тектонических движений с Урала в Соликамскую впадину породило представление об образовании складчатых структур в нелитифицированной среде (в диагенезе), которое полностью опровергает приведенную выше закономерность.

Так, основываясь на положении о том, что после литификации соляная толща никогда не погружалась более чем на 500–800 м и неоткуда было появиться дополнительным внешним силам, превышающим геостатические в 2 раза, которые необходимы для образования в солях складок течения, А.Е. Ходьков полагает, что только Предуральский прогиб и блоковые (?) структуры в нем

относятся к тектоническим образованиям, а структуры более низших порядков, наблюдаемые в подземных горных выработках, формировались "... при существенном участии флюидогеодинимических (ФГД) процессов, зарождающихся в осадочных сериях, расположенных над кристаллическим фундаментом" /Ходьков, 1977, с. 177/. С позиций ФГД все трещины в складчатых структурах классифицируются как гидроразрывы в слаболитифицированной породе, а минерало-преобразующие процессы осуществляются только растворением и переотложением.

Вместе с тем Эрдманн еще в 1908 г. /Разумовская, 1931/ предположил, что вторичные процессы в соляных породах могут происходить не только растворением, но и путем перекристаллизации при незначительном участии кристаллизационной воды, выделившейся при возрастании температуры и давления. Повышение РТ-условий обычно происходит либо при площадном (не локальном) погружении соляной толщи на относительно большие глубины (катагенез), что исключается на примере развития Соликамской впадины, либо деформацией литифицированных соляных пород при одностороннем тектоническом давлении (стресс), действующем на любой глубине (термодинамометаморфизм). Давление при стрессе достигает больших величин. Так, на Северо-Американской платформе, в известняках, на глубине 700 м сумма субгоризонтальных (тангенциальных) тектонических напряжений превышает на  $300 \text{ кг/см}^2$  удвоенную геостатическую нагрузку /Hast, 1974/. Как показали термобарогеохимические исследования, в зонах термодинамического разубоживания (ТДР) сильвинитов деформация происходила при относительно высоких температурах (60–85 °С).\* Однако эти значения могут быть минимальными, что допустимо методикой их определения гомогенизацией микровключений соляных минералов. На это косвенно указывает ассоциация синего галита с молочно-белым сильвином в соляной толще Верхнекамского месторождения. Известно, что синяя окраска – результат присутствия свободно рассеянного атомарного натрия, полученного вследствие распада природного галита под воздействием  $\beta$ -излучения калия в процессе сдавливания и нагревания /Щербина, 1958/. В проведенных экспериментах галит первоначально приобретал желтую окраску и затем синюю при повышении температуры до 120 °С /Савостьянова, 1930/. Синий галит встречается в ассоциации с лангбейнитом и вторичным карналлитом в зонах разрывных нарушений в соляных отложениях Предкарпатья, где рассматривается как индикатор интенсивных тектонических деформаций /Джиноридзе, Коринь, 1986/. Недавние экспериментальные работы /Guillope, Poirier, 1979; Urai, 1985; Kern, Franke, 1986/ показали, что при возрастании температуры и давления, связанном с деформацией соляных пород, происходит динамическая перекристаллизация твердых фаз, которая высвобождает микровключенные в соляные минералы флюиды, выдавливая их в межзерновое пространство. Генерируясь на месте, флюиды создают высокие давления и способствуют резкому возрастанию проницаемости соляных пород, что обеспечивает их движение снизу вверх. Динамическая перекристаллизация – процесс создания новой зернистой структуры в ходе пластической деформации соляных пород, происходящий либо перемещением соседних зерен относительно друг друга

\* Этому вопросу посвящена ст. Н.М. Джиноридзе и др. "К проблеме..." в данном сборнике.

("миграционная" перекристаллизация), либо вращением ("ротационная") без миграции /Guillope, Poirier, 1979/.

Приведенные данные подтверждают предположение Эрдманна и позволяют выделяемые ранее на Верхнекамском месторождении флюидалные структуры и текстуры /Разумовская, 1931; Вахрамеева, 1959; Фивег, 1959/ обозначить как "термодинамофлюидалные", возникшие, несомненно, после литификации пород в процессе их тектонической деформации. В таком случае их образование происходило либо в катагенезе, либо после катагенеза на стадии термодинамометаморфизма. От решения данного вопроса зависит время проявления тектонических деформаций, а именно: тангенциальных напряжений, направленных с востока, согласно представлениям А.А. Иванова.

М.П. Фивег справедливо указал на перекристаллизацию подстилающей каменной соли в твердом состоянии в результате возрастания температуры и давления и сделал вывод о том, что при этом "... имел место бластез, т.е. здесь образуются структуры и текстуры, вполне схожие с теми, которые на значительно больших глубинах возникают в метаморфических породах" /Фивег, 1959, с. 249/.

Вместе с тем, по его мнению, "описанные структуры... отображают ход явлений, происходящий при погружении соляной толщи... и указывают на то, что достаточно интенсивное течение соли в платформенных условиях может осуществляться уже на глубинах... 700-900 м" /Там же, с. 250/, т.е. на стадии катагенеза.

Одновременно с работой М.П. Фивега /1959/ были опубликованы результаты исследований В.А. Вахрамеевой /1959/, противоречащие литостатическому механизму образования термодинамофлюидалных структур и отнесению трещин к гидроразрывам в нелитифицированной породе. На поверхности кристаллических зерен галита любого горизонта Соликамского рудника В.А. Вахрамеевой наблюдались следы скольжения частей кристалла по плоскостям спайности - системе параллельных тончайших трещин, которые, по ее мнению, являются "линиями Чернова-Людерса", указывающими на начало пластической деформации (трансляционное скольжение). В самих карналлитовых породах В.А. Вахрамеевой была выявлена система диагональных трещин скалывания, биссектриса острого угла которой указывала, по ее мнению, на направление тангенциальных сил с востока на запад.

Таким образом, приведенный обзор фактического материала и положений предыдущих исследований свидетельствует в пользу развития термодинамофлюидалных структур независимо от глубины залегания и стратиграфической принадлежности соляных пород, прошедших стадии диагенеза и катагенеза. Тем не менее в настоящее время некоторые исследователи развивают концепции складкообразования в нелитифицированной среде (конседиментационной, кондиагенетической) или внутренней соляной тектоники ("галокинез"). В связи с этим необходимо вновь вернуться к данной проблеме на основе рассмотрения нового фактического материала.

Типичными участками развития термодинамофлюидалных структур и текстур являются зоны термодинамического разубоживания (ТДР) сильвинитов пластов Кр. III, Кр. II, Кр. I и АБ, изученные нами\* в пределах шахтных полей

\* Результаты см. в ст. Н.М. Джиноридзе и др. "К проблеме..." в данном сборнике.

Березниковских рудников (БКРУ-2, БКЗ-4) по "Урал-калий". Термодинамофлюидальные текстуры выражены здесь "пальцеобразными" микроскладками и слоеподобными телами молочно-белых сильвинитов. Первые наблюдались нами на всех изученных стратиграфических уровнях: от подстилающей каменной соли до пласта АБ включительно, вторые - в слое I пласта Кр. II и в верхней части пласта А.

"Пальцеобразные" микроскладки детально изучены на участке входа с востока в зону ТДР пласта Кр. II в I блоковом вентиляционном штреке II юго-восточной панели рудника БКЗ-4 (рис. 1). Внутри микроскладок, образованных галопелитовыми прослойками, удлинение кристаллических зерен галита и сильвина ориентировано согласно осевой поверхности складок (рис. 2), а в местах разрыва сплошности галопелитовых прослоев и некоторого перемещения его фрагментов зерна галита и, более контрастно, сильвина "перетекают" из внутренней части микроскладки за ее пределы (рис. 3). Следовательно, очевиден факт развития динамической перекристаллизации, вернее, одной из ее разновидностей - миграционной перекристаллизации, связанной с образованием

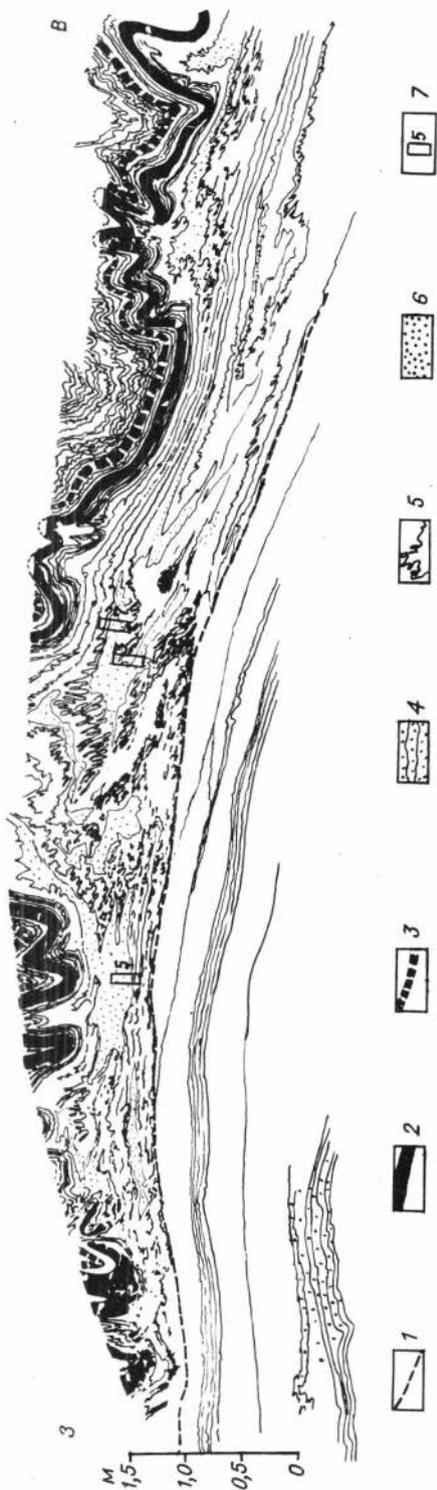


Рис. 1. Термодинамофлюидальные текстуры в слое I пласта Кр. II при входе в зону ТДР (БКЗ-4, II ЮВ), вертикальный и горизонтальный масштабы равнозначны).

1 - вязкий разрыв; 2 - слой глины основания коржа пласта Кр. II; 3 - слой "книжечки"; 4 - каменная соль Кр. II; 5 - участок развития "пальцеобразных" микроскладок; 6 - слоеподобные тела молочно-белых сильвинитов; 7 - место взятия и номер изученных образцов.

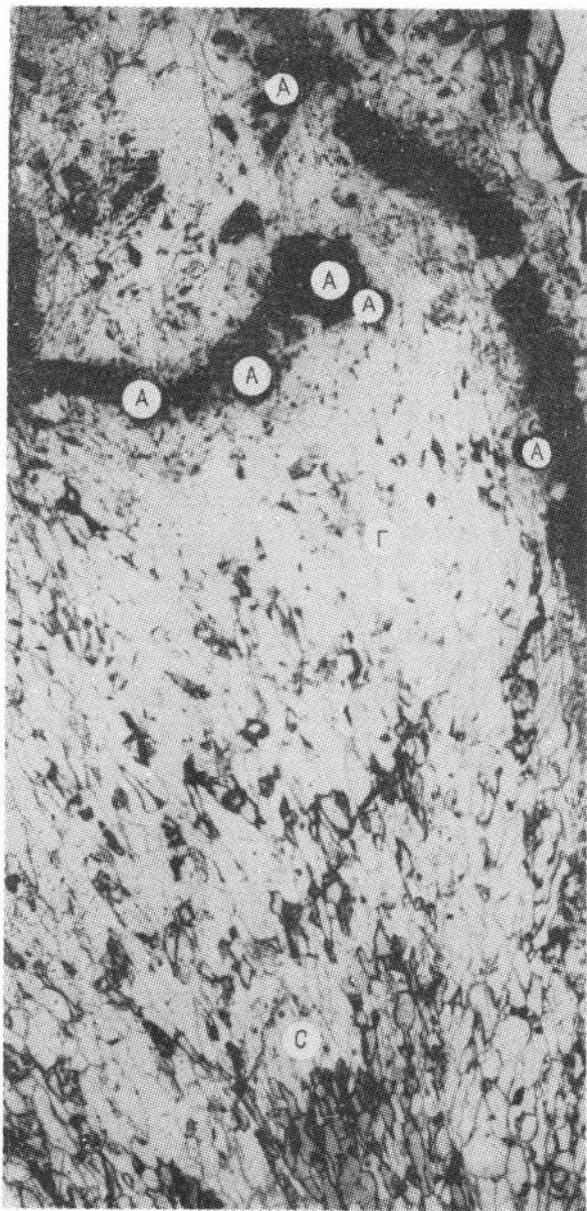


Рис. 2. Термодинамофлюидальные структуры в "пальцеобразных" микроскладках (обр.7, расположение на рис. 1, черное – прослой галопелита с желваками ангидрита (А), С – сильвин, Г – галит, х 2,5; без анализатора).

микроскладки вследствие тектонического давления с востока. Аналогичные по морфологии микроскладки наблюдались в подстилающей каменной соли зоны надвига на главном юго-восточном транспортном штреке рудника БКЗ-4. И в данном случае поверхности надвига и осей микроскладок погружены в одном (восточном) направлении, располагаясь под крупной зоной ТДР пластов КР.ИВ-АБ. В этой же зоне на уровне разубоживания пласта Кр.ИВ (скв. 1027, интервал 321,5-321,6 м) встречен участок перекристаллизованной каменной соли с развитием кливажа – системы параллельных трещин, секущих будинированный галопелитовый прослой и прилегающие к нему различно перекристаллизованные участки каменной соли (рис. 4). При этом в шпатовой соли

(А) четко видны трещины спайности ("линии Чернова-Людерса"), а в каменной соли гранулированной структуры (Б) кристаллы галита расположены с различной ориентировкой трещин спайности, что, вероятно, является следствием ротационной (вращательной) перекристаллизации. В таком случае наблюдаемый здесь кливаж возник после процессов трансляционного скольжения и ротационной перекристаллизации, связанных со складкообразованием. Следовательно, кливаж во времени связан с процессом надвигообразования здесь во вторичной затвердевшей породе после завершения динамической перекристаллизации. В связи с этим примечателен факт постепенного "распада" крупного зерна

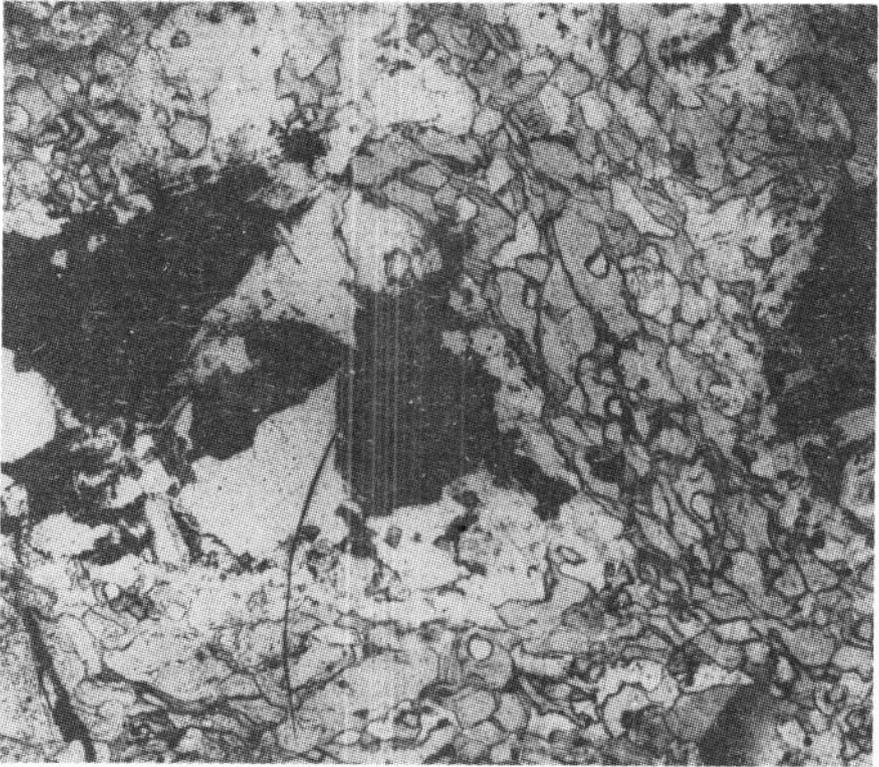


Рис. 3. Термодинамофлюидальное "перетекание" зерен сильвина (серое) на участке разрыва прослоя галопелитов (черное) (светлое - галит); обр. 1, расположение на рис. 1, х 4; без анализатора).

красного сильвина, связанного с инъекцией галита (рис. 5, А, Б). На рис. 5, А видно, что "распад" единого крупного зерна красного сильвина начинается с образованием примерно равных по размеру ячеек, обособленных друг от друга широкими каемками, которые представляют собой участки, более густо окрашенные (черное на снимке), чем ячейки (серое), в красный цвет из-за обилия чешуек гематита. Эти участки нередко инъекцированы галитом (светлое), который в ряде случаев съедает края ячеек, отделяя и растаскивая их друг от друга. Продолжавшийся "распад" приводил к уменьшению ширины каемок вокруг ячеек и превращению их в самостоятельные зерна характерной формы: лапчатой, клювовидной, пальцеобразной, удлинённой, но всегда с оплавленно-оглаженными краями (см. рис. 5, Б), при этом некоторые зерна представляют собой розово-желтый сильвин с каемками красного цвета или пятнистой окраской. Вероятнее всего, постепенное образование из красного сильвина каемчатого розово-желтого, сопровождаемое инъекцией галита, происходило во время вторичного затвердевания, уплотнения пород после уменьшения их объема в связи с выносом хлористого магния при термодинамическом разложении карналлита. Отмеченные здесь факты наблюдались в пестрых силь-

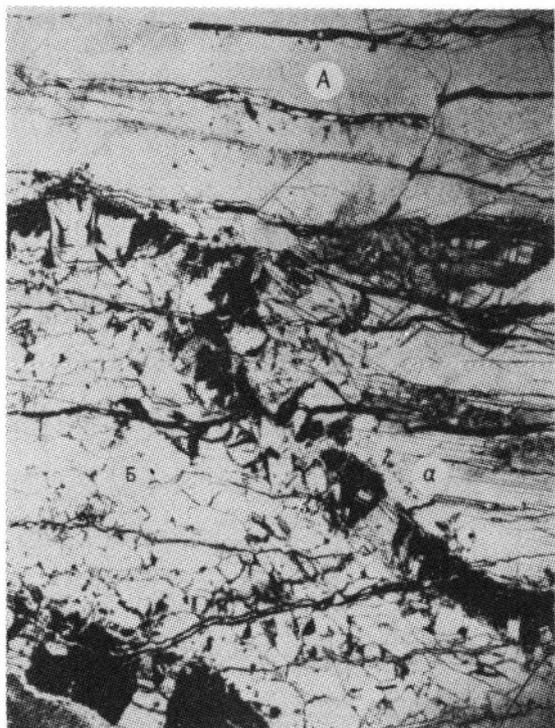


Рис. 4. Система субпараллельных трещин, пересекающих прослой галопелитов (черное), участки развития шпатовой (А) и гранобластовой (Б) каменной соли (серое), видны параллельные трещинки спайности (а) (скв. № 1027, инт. 32I, 5-32I, 6 м; БКЗ-4, х3,8; без анализатора).

винитах пласта В приблизительно в 400 м к востоку от зоны их полного разубоживания (которая непосредственно примыкает к зоне упомянутого выше надвига) и в 300-500 м к западу от места развития карналлитовых пород в пласте В.

Слоеподобные тела молочно-белых сильвинитов (см. рис. 1) "вырастают" с восто-

ка на запад из розовых, сменивших в данном направлении красные сильвиниты. Эти тела образуют антиклинальные складки нагнетания, часто лежащие и опрокинутые на запад. "Вырастание" фиксируется на разных стратиграфических уровнях, и количество слоеподобных тел нарастает в сторону зоны ТДР пласта Кр.11. Такая же закономерность отмечается при входе в зону ТДР пласта АБ, где они вытянуты в виде "стрелкоподобных" тел на различных стратиграфических уровнях верхней части пласта А, при этом "стрелки", как правило, направлены в сторону ТДР, т.е. с востока на запад. С внешней стороны слоеподобных тел молочно-белых сильвинитов обычно расположены участки развития "пальцеобразных" микроскладок, а в ядрах слоеподобных тел - участки развития синего галита. Термобарогеохимическое исследование молочно-белых сильвинитов (см. рис. 1, обр. 3, 5, 7), проведенное В.М. Ковалевичем, показало, что микровключения в них представлены исключительно газовой фазой азотного состава (90-95 %), находящейся под большим давлением (до 200 атм). По данным З.Н. Несмеловой /1959/, азот в солях Верхнекамского месторождения имеет радиогенную природу, а абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, составляет для молочно-белого сильвина пласта Б-192 млн лет (конец триаса - начало юры), для водяно-прозрачного сильвина того же пласта Б - 145 млн лет (конец юры). Данный возраст согласуется с последовательностью образования сильвина указанных генераций и выше приведенным фактическим материалом об образовании молочно-белого сильвина после катагенеза соляных пород в процессе их тектонической деформации тангенциальными напряжениями с востока. В этой связи необходимо отметить, что в пред-

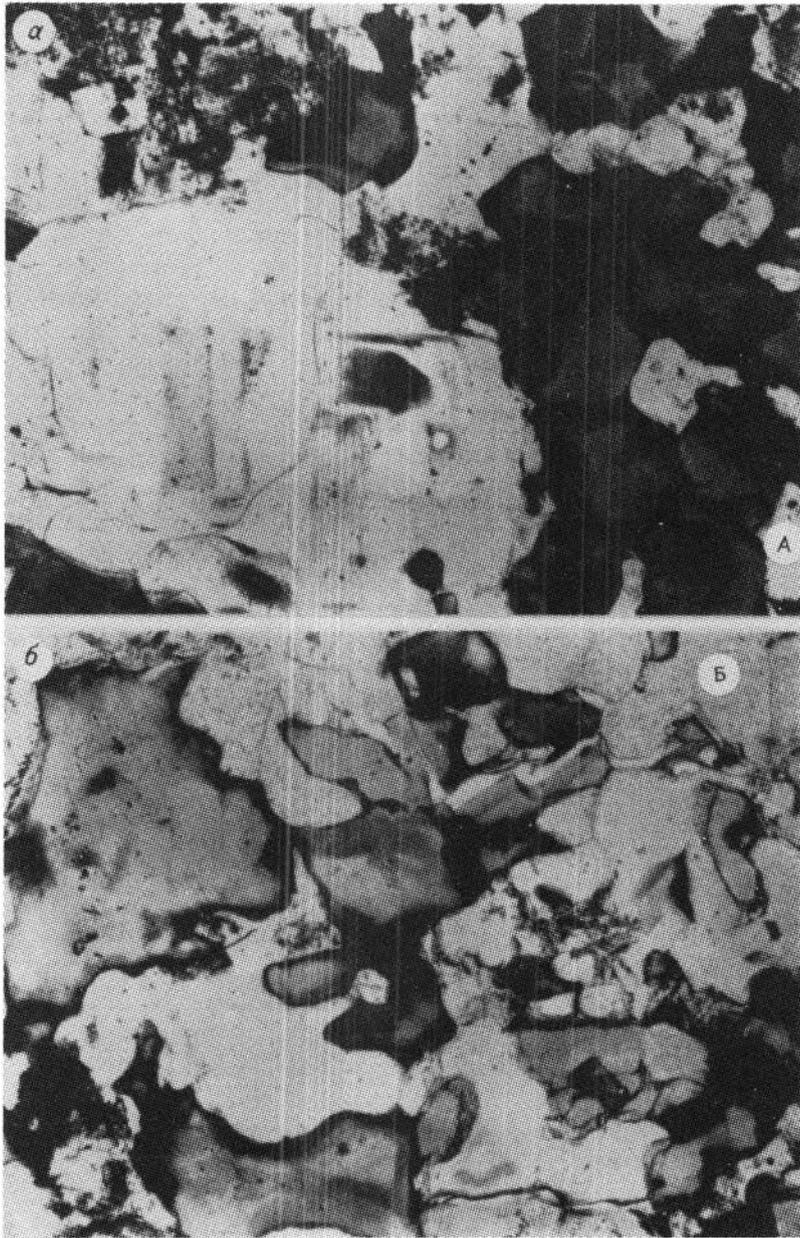


Рис. 5. Начало (а) и продолжение (б) "распада" крупных зерен красного сальвина из пестрых сальвинитов пласта В (БКЗ-4, I, ЮВН, х5; без анализатора. А - слой 2, скв. 1г, глубина 1,37 м; Б - слой 3, скв. 3г, глубина 1,65 м).

ставлениях А.А. Иванова нет упоминания о шарьяжном строении Урала и развитии надвигов в восточной части Предуральского прогиба, хотя об этом было известно еще в 30-х годах в работах Г.Н. Фредерикса /1927/, А.Л. Яншина /1932/ и др. Однако в конце 30-х и особенно 40-х годов эти представления были отвергнуты и "волевыми решениями было принято рассматривать тектонику Урала как простое складчатое сооружение, местами осложненное разрывными нарушениями" /Казанцев, 1984, с. 6/. По-видимому, в связи с этим надвиг, вскрытый в 30-х годах на I-м Соликамском руднике в районе шахтного ствола № I и скв. 8, был переведен в ранг соляного "диапира" /Морачевский и др., 1939/, а затем и вовсе исчез, так как зона надвига была интерпретирована как зона "замещения". К настоящему времени чешуйчато-надвиговое строение Предуральского прогиба прослежено с юга (Бельская впадина) до севера (Печорско-Воркутинская) включительно /Казанцев, 1984/, при этом подтвердилось мнение Г.Н. Фредерикса об образовании покровов на Урале в послепермское время (триас), что близко с абсолютным возрастом молочно-белого сильвина. Таким образом, термодинамофлюидальные текстуры, выраженные телами молочно-белых сильвинитов в пластах Кр. П и А, развитые при входе в зону ТДР с востока и выхода из нее с запада, а также молочно-белый сильвин в пестрых сильвинитах, представляют собой индикаторы как времени, так и интенсивности проявления тектонических деформаций. К ним относится также синий галит.

#### Список литературы

- В а х р а м е е в а В.А. Трещиноватость соляных пород карналлитовой зоны Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. - 1959. - Вып. 35. - С. 251-273.
- Д ж и н' о р и д з е Н.М., К о р и н ь С.С. Минеральный состав и физические свойства соляных пород Предкарпатья - индикаторы тектонических движений // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 286, № 6. - С. 1468-1471.
- И в а н о в А.А., В о р о н о в а М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. - Л.: Недра, 1975. - 218 с.
- К а з а н ц е в Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. - М.: Наука, 1984. - 185 с.
- М о р а ч е в с к и й Ю.В. Очерки геохимии верхнекамских соляных отложений. - Л.: Госхимиздат, 1939. - 88 с.
- Н а л и в к и н В.Д. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1950. - № 4. - С. 154-158.
- Н е с м е л о в а З.Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника // Тр. ВНИИГ. - 1959. - Вып. 35. - С. 206-243.
- Р а з у м о в с к а я Е.Э. Описание соленосной толщи Соликамского месторождения. - М.; Л.: Геолгиздат, 1931. - 43 с.
- С а в о с т ь я н о в а М.В. О природе окрашенной каменной соли // Изв. физ.-мат. ин-та им. В.А. Стеклова. - 1930. - № 3. - С. 169-188.
- Ф и в е г М.П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. - Л., 1959. - Вып. 35. - С. 244-250.

- Фредерикс Г.Н. Вопросы тектоники Урала // Вестн. геол. ком. - 1927. - № 4. - С. 7-15.
- Ходьков А.Е. Флюидогеодинамика и ее значение в понимании процесса диагенеза и катагенеза галогенных толщ // Проблемы соленакпления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - Т. 1. - С. 171-183.
- Щербина В.Н. О неравномерности синей окраски природного галита и возможной ее причине // Докл. АН БССР. - 1958. - Т. 2, № 6. - С. 257-261.
- Яншин А.Л. Тектоника Каргалинских гор // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1932. - Т. 10, вып. 2. - С. 308-345.
- Guilloupe M., Poirier J.P. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halit: experimental study // J. Geophys. Res. - 1979. - Vol. 84, N B10. - P. 5557-5567.
- Hast N. The state of stress in the upper part of the Earth's crust as determined by measurements of absolute rock stress // Naturwissenschaften. - 1974. - Vol. 61, N 11. - P. 468-475.
- Kern H., Franke J.H. Carnallit-Thermisches und thermomechanisches Verhalten in Endlager. Salzstochen // Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft. - 1986. - Vol. 137, N 1. - S. 1-27.
- Ura J.Z. Water-Enhanced dynamic recrystallization and solution transfer in experimentally deformed carnallite // Tectonophysics. - 1985. - Vol. 120, N 3/4. - P. 285-317.

УДК 551.24:553.631/632(470.53)

А.С. Зуева

О МОЩНОСТИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ  
В СВЯЗИ СО СТРУКТУРНЫМ ПОЛОЖЕНИЕМ  
ПОДСОЛЕВЫХ ГОРИЗОНТОВ

На площади Верхнекамского месторождения калийных солей, расположенного в центральной части Соликамской впадины, открыты Чашкинское, Юрчукское, Уньвинское и другие месторождения нефти. Поисково-разведочные работы на нефть продолжаются, поэтому весьма актуально размещение поисковых скважин в наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении участках. В методике поисков нефтегазовых залежей преобладает антиклинальная гипотеза, отсюда очень важно на исследуемой площади выявить связь локальных соляных поднятий с подсолевыми структурами.

Характерная особенность геологического строения рассматриваемой территории - развитие Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП) в франско-фаменских отложениях верхнего девона и наличие толщи каменной и калийно-магниевого солей в нижнепермских отложениях. Присутствие соляной толщи оп-

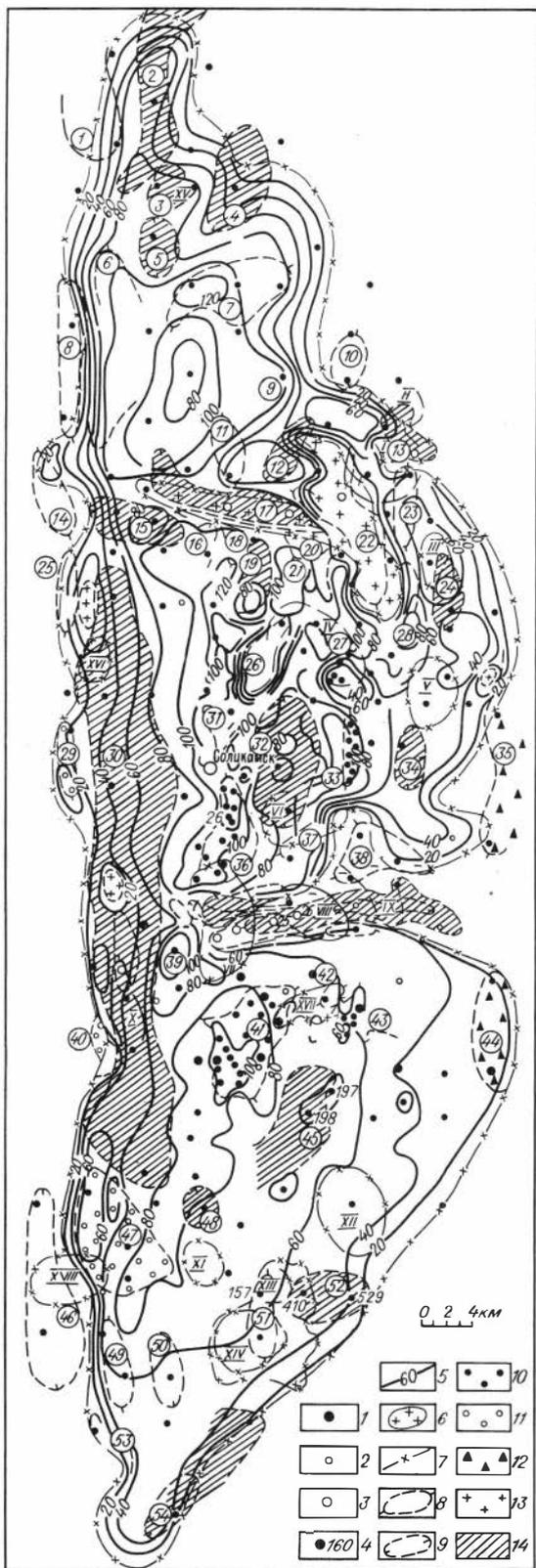


Рис. 1. Карта мощности калийных солей иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми.

1 - геолого-разведочные скважины на калийные соли; 2 - структурно-поисковые скважины; 3 - поисково-разведочные глубокие скважины; 4 - номер скважины; 5 - изопакиты калийных солей; 6 - зоны отсутствия калийных солей; 7 - граница калийной залежи; 8 - соляные поднятия; 9 - соляные мульды, прогибы; 10-13 - генетические типы соляных структур /Копнин, 1965/; 10 - развивающиеся по первичным раздувам мощности калийных солей, 11 - развивающиеся на моноклиномальном силене подсолевого ложа, 12 - экзотектонические, возникающие при выщелачивании кровли солей; 13 - компенсационные поднятия в бортовой части конседиментационно-эрозионных прогибов; 14 - компенсационные мульды. Цифры в кружках - номера соляных структур: 1 - Теклюевская брахиантиклиналь, 2 - Губдорский прогиб, 3 - Кузнецовский купол, 4 - мульда в р-не скв. 169, 5 - Гаревская мульда, 6 - Клепиковский купол, 7 - Тулинский купол, 8 - Толычская брахиантиклиналь, 9 - Азласская мульда, 10 - купол в р-не скв. 923, 11 - Корельский купол, 12 - Ельничковская мульда, 13 - Исток-Боровая, 14 - поднятие в р-не скв. 893, 15 - Нижне-Мошевская мульда, 16 - Чертежская синклинали, 17 - Боровицкий прогиб, 18 - Кокоринский купол, 19 - Парасинская мульда, 20 - Боровой купол, 21 - Шуобинская мульда,

ределило наличие двух структурных планов: под- и надсолевого. Первый обусловлен перикратонным опусканием восточного края Русской плиты и формированием ККСП с образованием рифогенных массивов и отдельных рифовых построек, которые обусловили развитие поднятий тектоноседиментационного типа в франско-фаменской толще и структур облекания по вышележащим горизонтам. Надсолевые горизонты повторяют рельеф поверхности соляных отложений с выполаживанием локальных структурных форм вверх по разрезу.

При несоответствии структурных планов основным видом подготовки локальных поднятий по подсолевым горизонтам являются сейсморазведочные работы методом общей глубины точки (ОГТ) в сочетании с бурением параметрических скважин. В связи с особенностями строения исследуемой территории некоторые соляные структуры формировались под большим влиянием тектоники подсолевых горизонтов, поэтому они представляют интерес в постановке нефте-разведочных работ. К этой группе соляных поднятий В.И. Копнин /1965/\* относит структуры, развивающиеся по первичным раздувам мощности калийных солей (Березниковская, Соликамская и др.). Из сопоставления карты мощности калийных солей и контуров соляных и подсолевых структур наблюдается определенная закономерность влияния тектоники подсолевых горизонтов на строение соляной толщи на Березниковско-Соликамской линии соляных поднятий. В своде Березниковского купола мощность калийных солей более 100 м; на Поповском, Рудничном куполах Соликамской брахиантиклинали мощность калийных солей достигает более 120 м и т.д. В мульдах и прогибах она уменьшается до 40-60 м (Камский прогиб), реже 60-80 м (Тверитинская, Шубинская мульды (рис. 1).

---

22 - Потымковская брахиантиклиналь, 23 - Голухинский купол, 24 - Осокинская мульда, 25 - Дубровский купол, 26 - Клестовский купол, 27 - Харюшинский купол, 28 - Маргинский купол, 29 - Пыскорский купол, 30 - Камский прогиб, 31 - Рудничный купол, 32 - Тверитинская мульда, 33 - Усолкинский купол, 34 - Чуриновская мульда, 35 - Мало-Сурмогская брахиантиклиналь, 36-43 - купола: 36 - Поповский, 37 - Володинский, 38 - Пашковский, 39 - Усть-Медведицкий, 40 - Усольский, 41 - Березниковский, 42 - Легчимский, 43 - Изверский купол, 44 - Еловская брахиантиклиналь, 45 - Дурманский структурный залив, 46 - Сынвинская брахиантиклиналь, 47 - Белопашинский купол, 48 - Володин-Каменская мульда, 49 - Сынвинский купол, 50 - Романовская мульда, 51 - Романовский купол, 52 - Палашерская мульда, 53 - Быстринский структурный мыс, 54 - Падунская мульда.

I-XVIII - подсолевые поднятия: I - Восточно-Боровицкое, II - приподнятый участок, III - Осокинское, IV - группа Логовских поднятий, V - Ростовицкое, VI - Пашковское, VII - Юрчукское, VIII - Чашкинское, IX - Бельское, X - Усольское, XI - Белопашинское, XII - Сибирское, XIII - Палашерское, XIV - Уньвинское, XV - Куделинское, XVI - Боровское, XVII - Южно-Чашкинское, XVIII - Яйвинское.

---

\* К о п н и н В.И. Условия развития соляной тектоники в Соликамской депрессии // Геология и нефтегазоносность Пермского Прикамья и прилегающих районов. - М.: Недра, 1965. - С. 121-129.



Рис. 2. Карта мощности калийных солей иренского горизонта западной части Дуринского прогиба.

1 - геолого-разведочные скважины на калийные соли; 2 - поисково-разведочные глубокие скважины; 3 - номер скважины (вверху) и мощность калийных солей (внизу), 4 - изопачиты калийных солей; 5 - контуры соляных мульд; 6 - то же,

поднятий; 7 - изогипсы по кровле II отражающего горизонта, отождествляемого с кровлей терригенных отложений яснополянского надгоризонта нижнего карбона; 8 - то же, по данным бурения;

9 - внешний контур нефтеносности яснополянской залежи; 10, 11 - границы калийной залежи (10), Камско-Кинельской системы прогибов по франско-фаменским отложениям (11). Цифры в кружках - соляные локальные структуры: 1 - Поповский купол, 2 - мулда в р-не скв. 686, 3 - мулда в р-не скв. 16-ОГН, 4 - поднятие в р-не скв. 690, 5 - поднятие в р-не скв. 519, 135, 6 - мулда в р-не скв. 522-656, 7 - мулда в р-не скв. 209а, 8 - Усть-Медведицкий купол, 9 - поднятие в р-не скв. 667-17-ОГН, 10 - поднятие в р-не скв. 657-658, 11 - северная периклиналь Березниковского купола: I-IV - подсолевые структуры: I - Северо-Юрчукское поднятие, II - Северо-Западный, III - Восточный, IV - Южный купола Юрчукского поднятия.

Выявленные сейсморазведочными и буровыми работами поднятия по подсолевым горизонтам по кровле солей совпадают со структурами безрудных зон (Логовское), мульдами (Осокинское), седловинами (Чашкинское) и соляными поднятиями, близкими к поднятиям по первичным раздувам мощности калийных солей (Юрчукское). К наиболее изученным по подсолевым горизонтам относятся Чашкинское, Юрчукское, Уньвинское поднятия.

На Чашкинском поднятии глубокие поисковые скв. 23, 25, пробуренные на западном мульдообразном понижении Дуринского прогиба, не обнаружили залежей нефти, маркирующие подсолевые горизонты по ним оказались погруженными. Скв. 26, 27 и другие, расположенные на седловине между западной и восточной мульдами по кровле соли, оказались выше и вскрыли промышленную залежь нефти. Показательна и ориентировка Чашкинского поднятия, имеющего северо-западное простираение, совпадающее с положением седловины по

кровле соли, т.е. наблюдается связь тектоники подсолевых горизонтов с распределением мощности солей и структурным положением кровли соляной толщи.

Юрчукское месторождение расположено в западной части Дуринского прогиба. Оно представлено несколькими куполами – Северо-Юрчукским и Юрчукским (рис. 2). Максимальная мощность калийных солей (100 м) охватывает южную периклиналь Поповского купола; изопахита 80 м проходит с северо-востока вдоль северной границы Дуринского прогиба. Северо-Юрчукское поднятие располагается на южной периклинали Поповского купола и частично в северной части мульды в районе скв. I6-ОГН по кровле солей, в пределах изопахит 80, 100 м. Северо-западный купол Юрчукского поднятия располагается в пределах соляного поднятия в районе скв. I35, 5I9. Последнее соответствует увеличенной мощности калийных солей в глубоких скважинах 46, 48, 223. Восточный купол, выявленный по данным сейсморазведки, расположен в седловине между мульдами в районе скв. 522-656 и скв. 209а. Южный купол Юрчукского поднятия соответствует соляному куполу около скв. 426-I7-ОГН.

В скважинах северного склона Дуринского прогиба мощности калийных солей равны 64-90 (скв. 646, 39-ОГН), 87 (скв. 650), на западе прогиба I7,5 м (скв. 686). В раздвоенной части Дуринского прогиба максимальная мощность калийных солей в глубокой скважине 48 (93 м), уменьшается к западу до 64 (скв. 46), к востоку – до 68 м (скв. 223) (см. рис. 2). Юрчукское подсолевое поднятие расположено в западной части Дуринского прогиба, в аномальной зоне строения соляной толщи, но по изменению мощности калийных солей этот участок тяготеет к Березниковско-Соликамской линии соляных поднятий, для которых характерно увеличение мощности калийно-магниевого солей к сводам соляных структур и которые развивались на конседиментационной складчатости подсолевых горизонтов /Копнин, I965/.

На Уньвинской площади мощности калийных солей увеличиваются от границы калийной залежи на северо-запад (скв. 529 – 40 м; 4I0 – 46,5; I57 – 65; 4I2 – 90 м). Уньвинский рифогенный массив располагается в основном в пределах Романовского соляного поднятия, частично захватывает западную часть Палашерской мульды. Увеличенная мощность калийных солей в районе скв. 4I2 (90 м) соответствует моноклиналильному склону от Белопашнинского соляного поднятия к Романовскому, уменьшенная (менее 70 м) – южной периклинали Володин-Каменской мульды (см. рис. I). Распределение мощности и ее связи с поднятиями по подсолевым горизонтам для Уньвинской площади не показательны, так как подсолевые поднятия располагаются в зоне выклинивания залежи калийных солей. Тем не менее на формирование Романовского соляного поднятия, очевидно, влияли подсолевые структуры Уньвинская и Палашерская.

Таким образом, исследования геологического строения Юрчукского и Северо-Юрчукского поднятий в некоторой степени подтверждают гипотезу о развитии соляных структур с увеличенной мощностью калийно-магниевого солей на конседиментационной складчатости, связанной с подсолевыми горизонтами. Исходя из этого предположения, в нефтегазопромысловом отношении интересны соляные структуры: Березниковский, Усть-Медведицкий, Поповский, Рудничный купола. Наиболее перспективна постановка нефтеразведочных работ на Усть-Медведицком соляном куполе, расположенном западнее Дуринского прогиба и Юрчукского месторождения нефти. На площади Усть-Медведицкого купола первоначально рекомендуется проведение детальных сейсморазведочных работ.

Ю.А. Третьяков, Л.Н. Морозов

МИКРОСТРАТИГРАФИЯ ЗОН РАЗУБОЖИВАНИЯ  
ВЕРХНЕКАМСКОГО КАЛИЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зоны разубоживания представляют собой изолированные внутрипластовые тела каменной соли в толще калийных солей /Иванов, 1975/. Они встречаются во всех калийных месторождениях, и их присутствие затрудняет разработку полезного ископаемого. На Верхнекамском месторождении в связи с проблемой прогноза зон разубоживания нами изучена их микростратиграфия с целью выявления поисковых признаков разубоженных участков и уточнения палеогеографических условий образования. Исследовались зоны разубоживания первого типа /Третьяков, 1974/, распространенные по разрезу в интервале от подстилающей соли до пласта Б включительно. Они вскрыты горными выработками в шести калийных рудниках, а также скважинами, пробуренными с поверхности.

Установлено, что отложения зон разубоживания имеют ритмичное строение и представлены каменной солью с повышенным содержанием ангидрита и низкомагнезиальных карбонатов. При сопоставлении разрезов калийного и разубоженных участков выявлены следующие особенности их строения.

1. В обоих типах разрезов наблюдается одинаковое стратиграфическое деление по годовую пачку включительно (рис. 1, 2).

2. В зонах разубоживания годовые пачки сложены прослоями соленосной глины, перистого галита серой и светлой разновидности и зернистого галита. Мощность пачек и пласта в целом уменьшена примерно на одну треть. Это происходит в результате выпадения из разреза сильвинитовых сезонных прослоев и общего сокращения мощности прослоев каменной соли. При резком почти в 2 раза сокращении мощности годовых пачек уменьшается размер кристаллов перистого галита. Например, в зоне разубоживания малого размера на руднике БКУ-1 размер кристаллов серого перистого галита составляет 0,2-0,3 см по сравнению с 0,5-1,0 см в калийном разрезе. Окраска галита изменяется от светлой до темно-серой. Синяя окраска галита отсутствует, хотя в калийных отложениях зернистый галит синего цвета является пороодообразующим компонентом.

3. В калийном разрезе имеются неполные годовые пачки, отложения которых формировались при активном влиянии вод поверхностного стока. Они представлены прослоем сургучно-красного мелкозернистого сильвина, ограниченного в кровле и почве глинистыми пропластками. Иногда в глине встречается перистый галит. Неполные годовые пачки в зонах разубоживания выклиниваются. Вместо их присутствуют прослойки соляной глины или маломощные прослойки зернистого, реже шпатового галита. Данный тип пачек четко стратифицирован. В пласте Кр. II они расположены непосредственно в кровле первого (три пачки), третьего (две пачки) и пятого (две пачки) слоев. Указанные неполные годовые пачки являются маркирующими, так как в пласте калийного состава в них исчезает сильвинит за несколько десятков метров до зоны разубоживания.

4. Величина отношения мощностей прослоев зимней садки (сильвин и

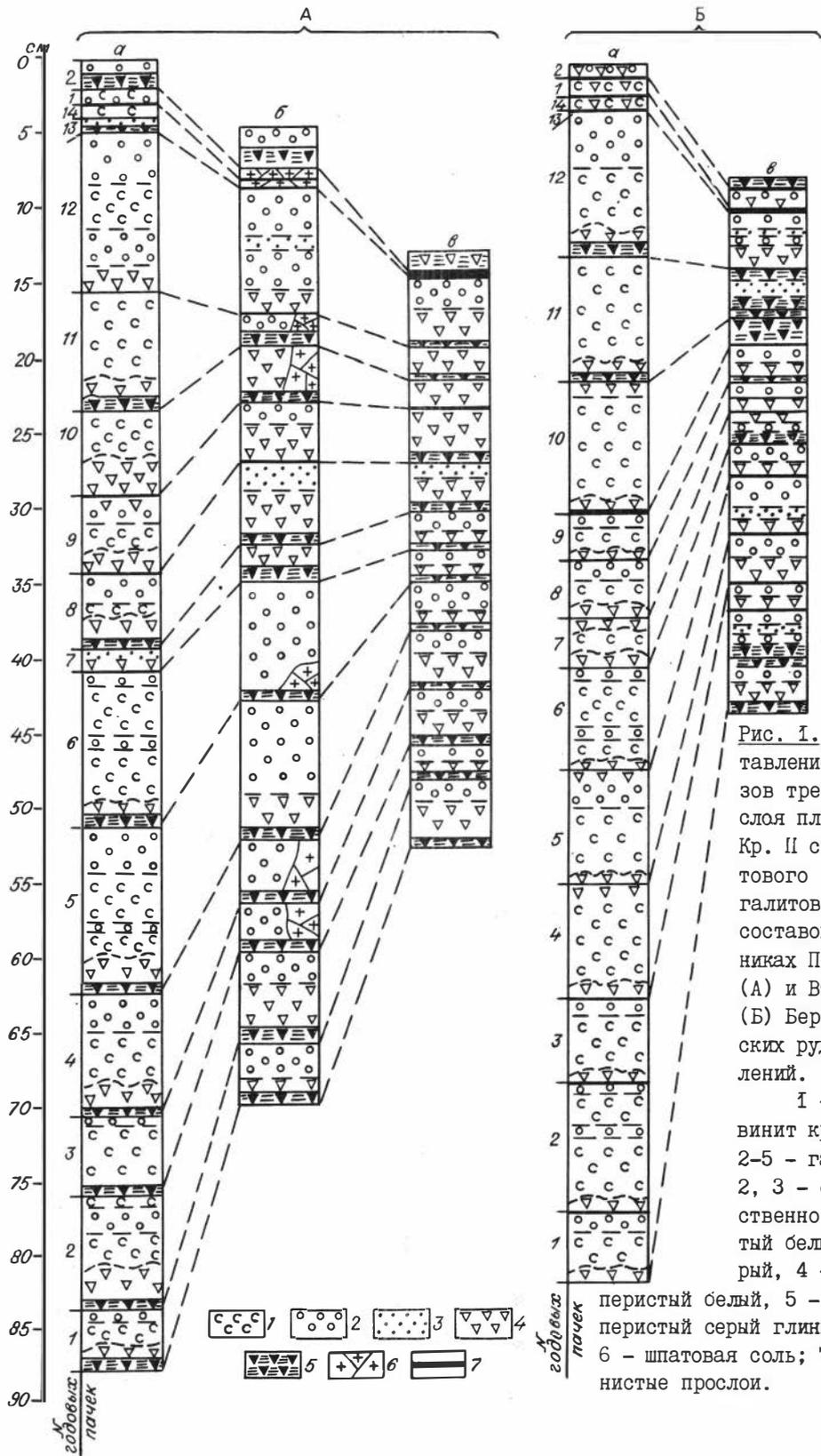


Рис. 1. Сопоставление разрезов третьего слоя пласта Кр. II сильвинитового (а) и галитового (б, в) составов на рудниках Первого (А) и Второго (Б) Березниковских рудоуправлений.

1 - сильвинит красный;  
 2-5 - галит:  
 2, 3 - соответственно зернистый белый и бурый,  
 4 - мелкоперистый белый,  
 5 - крупноперистый серый глинистый,  
 6 - шпатовая соль;  
 7 - глинистые прослои.

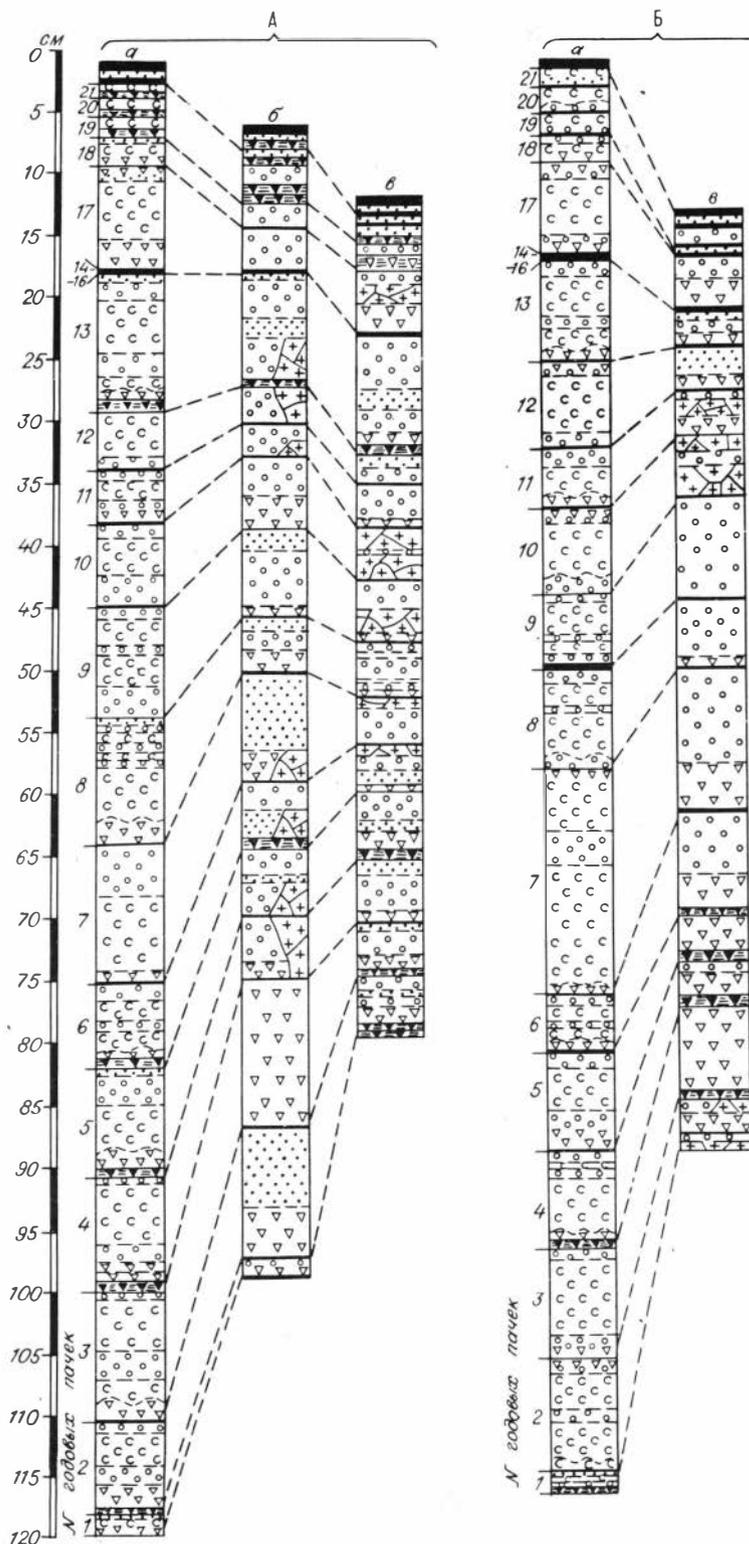


Рис. 2. Сопоставление разрезов первого слоя пласта Кр. II сильвинитового (а) и галитового (б, в) составов на рудниках Первого (А) и Второго (Б) Березниковских рудоуправлений.  
Усл. обозн. см. на рис. 1.

зернистый галит) к летней (перистый светлый и серый галит) возрастает от нижних пластов к верхним в обоих типах разрезов (см. таблицу). Но в каменной соли зон разубоживания она меньше, чем в соответствующих калийных пластах. В межпластовой каменной соли разубоженных и калийных участков эта величина одна и та же. В направлении от центра месторождения к его восточной окраине, т.е. от рудника БКРУ-1 к БКРУ-2, в калийном разрезе уменьшается мощ-

Величина отношений суммарных мощностей прослоев зимней садки (сильвинит и зернистый галит) к летней (перистый галит) в калийных и разубоженных участках

Пласт, слой	Рудник					
	БКРУ-1			БКРУ-2		
	Калийные отложения	Зоны разубоживания		Калийные отложения	Зоны разубоживания	
		ПЛОЩАДЬЮ			ПЛОЩАДЬЮ	
	>1 км <sup>2</sup>	<1 км <sup>2</sup>		>1 км <sup>2</sup>	<1 км <sup>2</sup>	
Кр. I	3,2	2,1				
Кр. II-Кр. I	0,6			0,6	0,5	
Кр. II, сл. 1	4,3	2,0	3,8	6,3	1,7	
Кр. II, сл. 2	1,5	1,9	1,0	1,3	1,4	
Кр. II, сл. 3	2,5	1,7	0,8	4,3	2,2	
Кр. II, сл. 4	1,4	1,0	0,5	1,2	0,9	
Кр. II, сл. 5	3,5	1,9	1,6	4,0	1,6	
Кр. II, сл. 6	1,3	0,3	0,5	1,1	0,5	
Кр. II, сл. 7	1,9	1,0		3,3	0,8	
Кр. III <sup>а</sup> -Кр. II	0,3	0,3				
Кр. III <sup>а</sup>	1,7	0,9				
Кр. III <sup>б</sup> -Кр. III <sup>а</sup>	0,3	0,3				
Кр. III <sup>б</sup>	1,2	0,5				
Кр. III <sup>в</sup> -Кр. III <sup>б</sup>	0,5	0,5				
Кр. III <sup>в</sup>	1,6	0,9				

ность отложений летней садки. Причиной дефицита перистой каменной соли явилось то, что вблизи источника поступления поверхностных вод мощность верхнего рассолоненного слоя рапы больше, чем в центре водоема. Поэтому в летний испарительный сезон солнечная тепловая энергия расходовалась в краевой части водоема преимущественно на простое испарение воды, а не на собственное концентрирование рапы. И только в зимне-весенний период происходили кристаллизация сильвина и высаливание зернистого галита. В пределах зон разубоживания, которые формировались на приподнятых участках дна водоема /Морозов, 1969; Третьяков, 1974/, подготовка рапы заканчивалась в летний период и здесь кристаллизовался и накапливался перистый галит.

5. На шахтном поле БКРУ-2 в верхней части третьего слоя пласта Кр. II сильвинитового состава широко распространены линзы с низким содержанием сильвина. Содержание в них КС1 не превышает 15 %. Линзовидные образования сложены в основном крупноперистым серым галитом и имеют длину от 0,5 до 2,0 м. По простиранию пласта обедненные калием участки чередуются с участками нормальной сильвинитовой породы через 1-5 м. По стратиграфическому разрезу линзы четко приурочены к трем годовым пачкам (7-9), которые в целом имеют низкое содержание сильвина и широкое развитие перистой соли. В линзах развита интенсивная внутрислоевая дисгармоничная складчатость часто при спокойном залегании вмещающих калийных слоев. В результате мощность линз изменяется от 0,1 до 0,4 м. Приуроченность линз к краевой части месторождения и залегание их на одном стратиграфическом уровне отража-

ют начальную стадию неравномерного синседиментационного распределения сильвина в отложениях.

6. В предкраевой части месторождения (рудник БКРУ-2) в зонах разубоживания малого размера обнаружены пластовые линзы карбонатно-глинисто-галитового состава. В пластах Кр. II и Кр. III наиболее крупные из них имеют длину до нескольких десятков метров при мощности до 50-70 см. Они залегают строго послойно, занимают центральную часть разубоженного участка, располагаются друг над другом и по разрезу чередуются с прослоями каменной соли. В пласте Кр. II верхние границы линз обычно приурочены к кровле первого, третьего и седьмого, а также к нижней половине четвертого слоев. В пласте Кр. III скопление карбонатов также отмечается в его кровле. Линзы сложены серой и темно-серой карбонатно-глинисто-галитовой породой слабо-слоистой, что обусловлено чередованием по разрезу галогенных и галопелитовых прослоев. По простиранию линзы сменяются обычной серой каменной солью с вкрапленностью светло-серого ангидрита и карбонатов. По предварительным данным порода линз имеет следующий химический состав (среднее из 4 проб, %): NaCl - 48,9; нерастворимый в HCl остаток - 25,5; карбонаты - 16,9; CaSO<sub>4</sub> - 0,8; CaCl<sub>2</sub> - 0,8; KCl - 0,1; MgCl<sub>2</sub> - 0,03. Степень доломитизации карбонатов равна 8. Следовательно, в карбонатах доминирует кальцит с примесью доломита. Вторичные процессы резко изменили синседиментационный облик этих линз. В результате послойного течения с востока на запад /Иванов, 1975/ в условиях вертикального сдавливания прослой каменной соли между карбонатными линзами в центре участка разубоживания были отжаты на периферию. В наиболее деформированной части зоны несколько линз сблизились и даже сомкнулись между собой, образуя по разрезу пласта единое тело карбонатно-глинисто-галитового состава. В центре зоны остатки каменной соли подверглись перекристаллизации. В результате перистая структура галита была утеряна. Образовались блоки диаметром до 5-10 см шпатового галита серого или темно-серого цвета от примеси глинистого материала. При складкообразовании краевые части карбонатных линз оказались будинированы. Разорванные их части были "утоплены" в галитовой вмещающей породе, сохранив в целом послойное субгоризонтальное залегание (рис. 3). Отсутствие пластовых линз карбонатного состава в отложениях каменной соли достоверно указывает на осадочный генезис зон разубоживания первого типа.

7. В краевых частях зон разубоживания вместо сильвинитовых прослоев имеются маломощные отложения зернистого галита. В единичных случаях встречаются "псевдосильвиниты" /Третьяков, Морозов, 1986/. Например, скв. 642 вскрыла зону разубоживания, в которой все пласты от Кр. III до К включительно сложены слоистой каменной солью серого или красного цвета. Прослой "псевдосильвинита" красного цвета мощностью от 1 до 3 см сосредоточены в верхней половине пластов Кр. III, Кр. II и Кр. I. В пределах годовой пачки, которая имеет типовый набор сезонных прослоев, галит красного цвета занимает среднюю часть. В каменной соли зон разубоживания имеется устойчивая примесь до 3 % ангидрита, характеризующегося большим морфологическим разнообразием, и незначительная вкрапленность до 0,4 % красного сильвина. Сильвин, как правило, распространен в перистом галите, с которым он образует парагенетическое сростание. Наблюдается даже такая редкая их ассоциация,

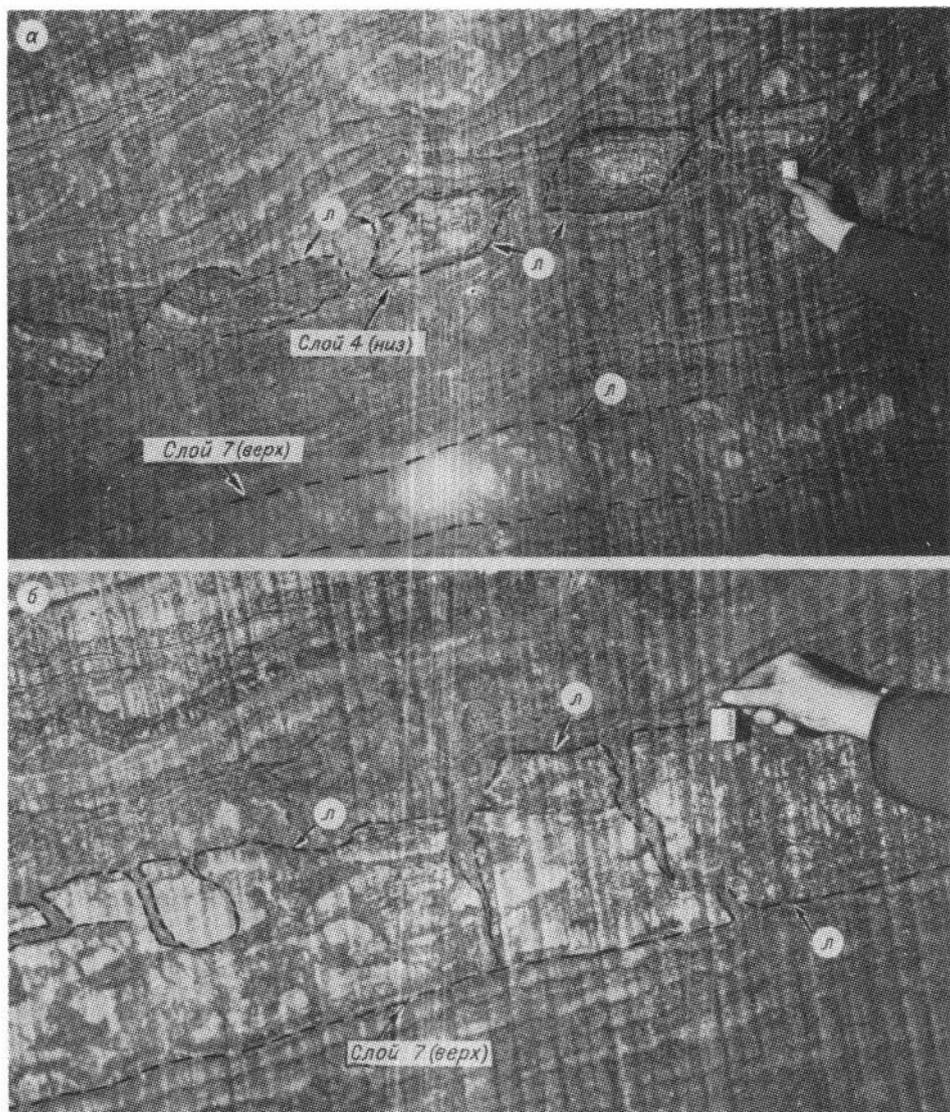


Рис. 3. Характер залегания карбонатно-глинисто-галитовой линзы (рудник Второго рудоуправления, пласт Кр. II).

а - будиная линзы (л) в слое 4; б - четкое послойное залегание линзы (л) и ее трещиноватость в слое 7.

как развитие сильвина по ребру кристалла зонального галита. Ангидрит доминирует в каменной соли прослоя "псевдосильвинита". Прослои "псевдосильвинита" сложены мелкозернистым (1-2 мм) галитом, зерна которого находятся в тесном срастании с галопелитовым веществом. Микроскопическое изучение

показало\*, что красный их пигмент вторичного происхождения, а сам галит не является продуктом замещения сильвина галитом. Подтверждением служит то, что зерна галита имеют изометричную, а не ксеноморфную форму и представляют собой обычную зернистую соль с перистыми микрокристаллами в центре зерен. Красящее вещество распределено только по периферии зерен, а внутренняя их часть не окрашена. Отсутствуют следы замещения сильвина галитом. Незначительные скопления в породе сильвина замещены ангидритом, который разрастался в объеме сильвина в форме игольчатых образований. Красное окрашивание галита тем интенсивней, чем больше в галопелитах ангидрита. Вторичные процессы выразились в следующем. Раскристаллизация галопелитового вещества привела к обособлению мономинерального ангидрита, карбонатов и алмосиликатов. Разрастаясь в перистом галите, ангидрит иглообразной формы нарушал зональную его структуру, что сопровождалось освобождением поровых растворов. Жидкая фаза стимулировала разложение алмосиликатов с выделением красящего вещества, которое и окрашивало с периферии зерна галита. Следовательно, имеются "псевдосильвиниты", которые не являются результатом замещения сильвина галитом.

Вышеприведенные материалы дополняют наши сведения о строении зон разубоживания первого типа, а присутствие в них карбонатных линз хорошо согласуется с синседиментационным генезисом каменной соли. Поэтому выявление критериев прогноза следует проводить с учетом осадочного происхождения разубоженных участков. Результативным является метод литологического контроля. Он основан на одновременном выклинивании калийсодержащих прослоев при переходе от калийного к разубоженному участку. В частности, в пласте Кр. П сначала выклиниваются прослой сильвинита из неполных годовых пачек, залегающих в кровле первого, третьего и пятого слоев.

#### Список литературы

- И в а н о в А.А., В о р о н о в а М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. - 1975. - Т. 232. - С. 180-199.
- М о р о з о в Л.Н. К вопросу происхождения зон замещения в калийных пластах Верхнекамского месторождения // Геология и полезные ископаемые Урала. - Свердловск, 1969. - Ч. 2. - С. II6-II7.
- Т р е т ь я к о в Ю.А. Зоны разубоживания Верхнекамского калийного месторождения // Литология и полез. ископаемые. - 1974. - Вып. 1. - С. 75-85.
- Т р е т ь я к о в Ю.А., М о р о з о в Л.Н. Распределение брома в каменной соли зон разубоживания Верхнекамского месторождения калийных солей // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. - М.: Наука, 1986. - С. 85-92.

---

\* Определения выполнены Я.Я. Яржемским.

Н.М. Джиноридзе, О.В. Киселева,  
В.М. Ковалевич, Н.В. Кузнецов,  
Н.В. Мелкова, А.Н. Павленский,  
А.И. Поликарпов

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗОН "ЗАМЕЩЕНИЯ"<sup>✳</sup>  
В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В начале 1986 г. в 8-м блоке рудника 3-го Березниковского производственного калийного рудоуправления (БКРУ-3) произошел прорыв надсолевых вод, который завершился затоплением рудника. Это обстоятельство вскрыло наличие существенных пробелов в изучении тектоники Верхнекамского месторождения. Аварийная обстановка требовала научно аргументированных ответов на такие вопросы, как механизм и время проявления тектонических деформаций (включая разрывные дислокации), роль последних в преобразовании минерального состава, структуры и текстуры соляных пород, особенно в зонах "замещения" силвинитов каменной солью. Как известно, происхождение таких зон до сих пор остается дискуссионным. Для выяснения роли тектоники в их генезисе впервые применен комплекс исследований, включающий: 1) расшифровку их внутренней тектонической структуры; 2) термобарогеохимический метод анализа микровключений в соляных минералах и 3) геохимическое изучение пород верхней части соляно-мергельной толщи (СМТ) в разрезах, расположенных над зонами и за их пределами. Объектами исследования являлись зоны "замещения", вскрытые горными выработками рудников БКРУ-2 и 4-го Березниковского калийного завода (БКЗ-4) ПО "Уралкалий" (рис. 1). Полученные генетические выводы касаются только исследуемых зон.

Внутренняя тектоническая структура зон "замещения"

Среди изученных зон выделяются крупные с протяженностью длиной оси более 1,0 км (см. рис. 1, зоны 1,4), среднего размера – от 0,1 до 1,0 км (3<sup>а</sup> и 3<sup>б</sup>) и мелкие – менее 0,1 км (2). Их площадь постепенно расширяется вниз по разрезу, достигая максимума по пласту Кр.Шв. Мелкие и среднего размера зоны по контуру "замещения" пласта Кр.Шв могут быть объединены в единую крупную зону (см. рис. 1, зона 3), разобщенную на субзоны по уровням "замещения" пластов Кр.П и АБ. Общими для них являются северо-западная ориентировка простирания и односторонняя западная вергентность. Последняя заключается в перемещении к западу площади "замещения" по верхнему стратиграфическому уровню относительно нижнего. Эти особенности нарушает существующее представление о внешней форме зон "замещения" как расширяющегося вниз конуса. В действительности их восточный склон всегда более поло-

<sup>✳</sup> Здесь и далее термин обозначен в кавычках до выяснения геологического процесса, обусловившего образование этих зон.

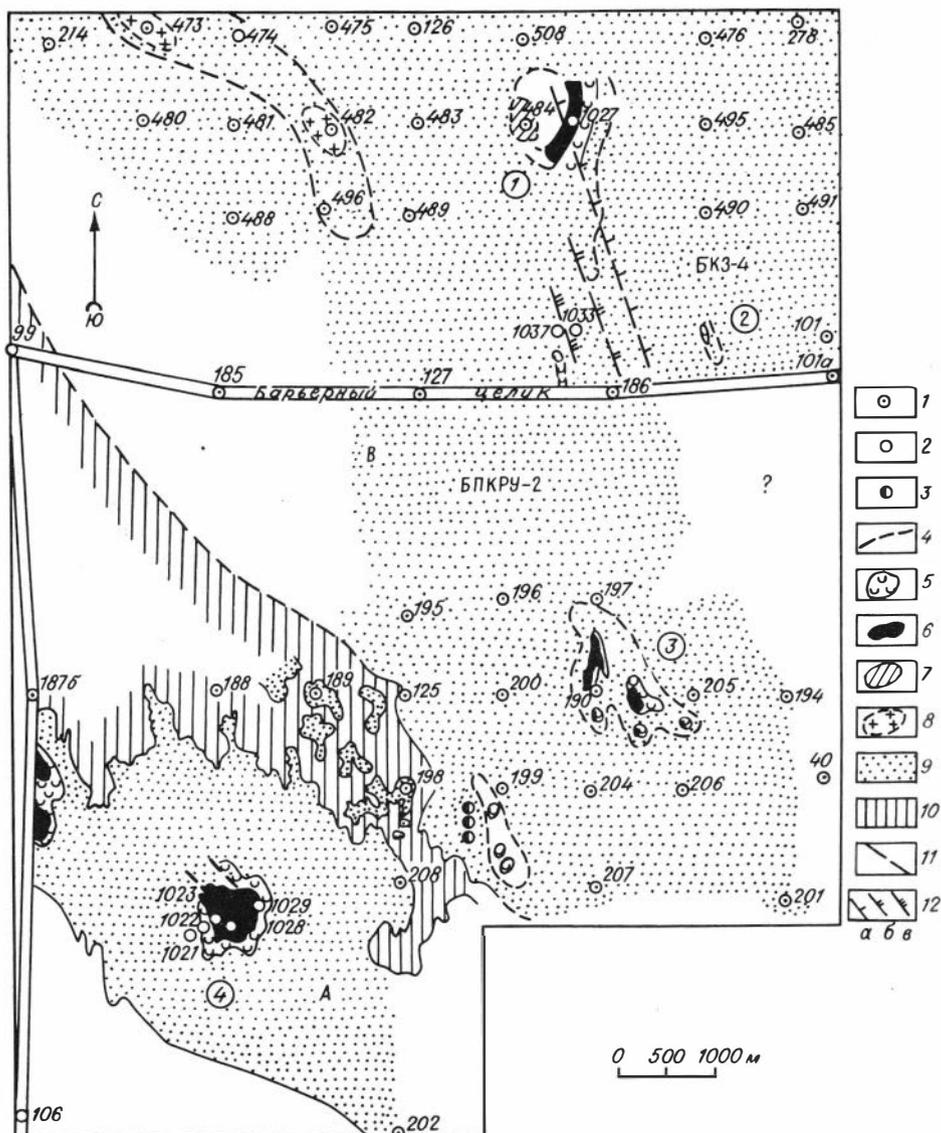


Рис. 1. Схема размещения зон "замещения" в пределах шахтных полей БПКРУ-2 и БК3-4 Березниковского месторождения.

1, 2 - геолого-разведочные скважины: 1 - вскрывшие подстилающую каменную соль, 2 - покровную каменную соль; 3 - шахтный ствол; 4 - контур основания зоны "замещения" по пласту Кр. IIв; 5 - зона "замещения" по пласту Кр. II; 6 - та же, по пласту АБ; 7 - та же, полного "замещения"; 8 - та же, вскрытая только геолого-разведочной скважиной; 9, 10 - площадь развития пласта Б: 9 - представленного пестрыми сильвинитами, 10 - пестрыми сильвинитами и карналлитовыми породами; 11 - предполагаемые разрывные нарушения; 12 - поверхность надвига (по кровле: а - маркирующего горизонта, б - пласта АБ, в - водозащитной толщи). Цифры в кружках - номера исследуемой зоны "замещения".

гий, чем западный, и при этом оба наклонены к востоку, что свойственно складчатым структурам Верхнекамского месторождения.

Восточный склон во всех зонах имеет идентичное строение, не зависящее от их размера. В его структуре четко выделяется полого воздымающаяся на запад (под углом  $5-8^{\circ}$ ) линия, представляющая собой фронт "замещения", которая делит пласт Кр. II на верхнюю (восточную) сильвинитовую и нижнюю (западную) "замещенную" части, резко различающиеся между собой по структурному рисунку (рис. 2), и фиксирует тем самым внутриформационное тектоническое несогласие без видимого разрыва сплошности пород. Лишь на участке пересечения линии "фронта" с коржом отмечаются разрывы и раздробление пород (см. рис. 2). Верхний сильвинитовый структурный "этаж" представляет собой участок развития термодинамофлюидальных текстур\* - "палецеобразных" микроскладок и слоеподобных тел молочно-белых сильвинитов, "вырастающих" из прослоев розовых и красных сильвинитов разных стратиграфических уровней. Молочно-белые сильвиниты формируют лежачие, опрокинутые на запад складки нагнетания, благодаря чему мощность слоя I увеличивается в 1,5-2 раза. В нижнем "замещенном" структурном "этаже" происходит резкое сокращение мощности слоев и всего пласта Кр. II. Так, в зоне 2 в 2,5 м к восто-

\* Этому вопросу посвящена ст. Н.М. Джиноридзе и др. "Термодинамофлюидальные текстуры..." в данном сборнике.



Рис. 2. Строение восточного входа в зонах "замещения" За пласта Кр. II. БКРУ-2, VI северо-восточная панель, 6-й восточный транспортный штрек.

1 - вязкий разрыв; 2 - глинистый прослой коржа в кровле пласта Кр. II; 3 - прослой "книжечки" в том же корже; 4 - участок развития палецеобразных складок (текстур); 5 - слоеподобные тела молочно-белых сильвинитов.

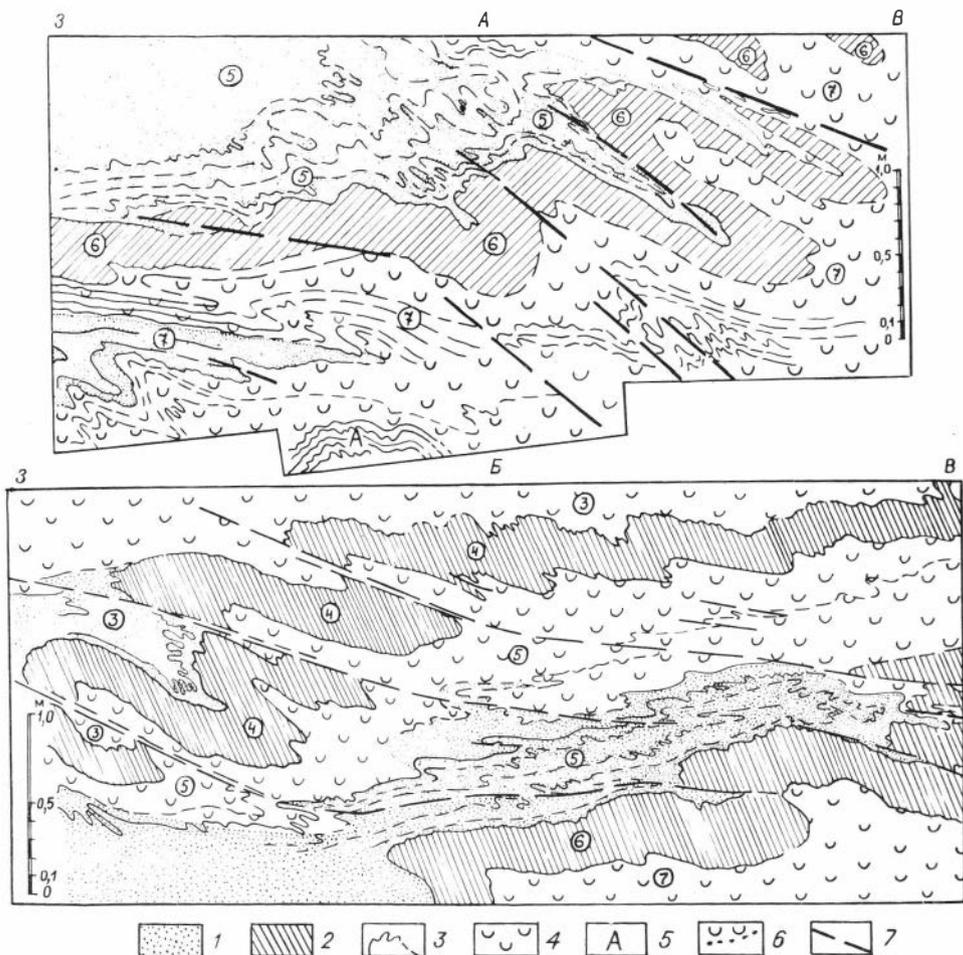


Рис. 3. Строение выхода из зон "замещения" 2 (А) и 3а (Б) пласта Кр. II (вертикальный и горизонтальный масштабы равны).

А – серия разрывов и тектонический контроль зоны "замещения" на участке выхода из нее (БКЗ-4, II ЮВП, I-й западный блоковый вентиляционный штрек); Б – серия субпараллельных чешуйчатых структур на участке выхода из зоны "замещения" (БПКРУ-2, VI СВП, 6-й восточный транспортный штрек). 1 – сильвинит красный; 2 – межслоевая каменная соль; 3 – прослойки галопелитов; 4 – "замещенная" каменная соль; 5 – каменная соль Кр. III – Кр. II; 6 – граница "замещения"; 7 – вязкий разрыв. Цифры в кружках – индекс слоя.

ку от места полного исчезновения сильвинитов слоя I появляется каменная соль пласта Кр. II – Кр. III (см. рис. I в ст. Н.М. Джиноридзе и др. "Термодинамофлюидальные текстуры..."), над которой мощность всего пласта Кр. II ("замещенного") равна мощности сильвинитового слоя I (2,0 м), фиксируемой в 8–9 м к востоку. За пределами зоны "замещения" мощность пласта Кр. II составляет 4,5–5,0 м, а слоя I – около I–I,2 м.

Западный склон зон "замещения" существенно отличается от восточного. Кроме термодинамофлюидальных текстур здесь (рис. 3, А) наблюдаются опрокинутые на запад складки, разорванные вязкими разрывами (по терминологии Е.И. Паталаха /1973/), или субпараллельные чешуйчатые структуры, разделенные также вязкими разрывами со смещениями, например, в 0,3–0,75 м по каменной соли слоя 4 (см. рис. 3, Б). Аналогичные структуры наблюдались и на западном склоне крупной зоны 4 (см. рис. 1). Границы "замещения" в слоях нередко контролируются вязкими разрывами или секут слоистую среду, а в местах их согласного со слоистостью залегания выклинивание сильвинитов носит пликвативный характер. Следовательно, наблюдаемые границы "замещения" возникли после литификации пород в процессе их деформации. С запада на восток в сторону ядра "замещения" увеличиваются интенсивность и амплитуда складчато-разрывных дислокаций, что приводит к скупиванию пород и увеличению "мощности" локальных участков зоны, как это видно на примере слоя 7 (см. рис. 3, А).

Таким образом, при пересечении зоны "замещения" пласта Кр. II с востока на запад первыми исчезают сильвиниты нижних слоев, последними – слоя I; их исчезновение контролируется полого воздымающейся на запад линией вязкого разрыва (фронт "замещения"). На западном склоне "замещения" первыми появляются сильвиниты нижних слоев, последними – слоя I. Их появление контролируется не одной линией, а зоной, представленной серией опрокинутых на запад пликвативных и разрывных нарушений. Это объясняет отмеченные выше особенности внешней формы зон "замещения" и их западную вергентность. На основании изложенных отличий предлагается обозначить восточный пологий склон "замещения" как вход в нее, а западный, более крутой, – как выход.

В центральной части зон "замещения" четко выделяется их ядро – участок полного отсутствия сильвинитов и слоистости в породах. Его строение можно расшифровать только при условии, если присутствует корж пласта Кр. II, сложенный в нормальном разрезе внизу глинистым прослоем и выше – прослоем "книжечки" (см. рис. 2). Такое ядро вскрыто в зоне З<sup>0</sup> на руднике БПКРУ-2 (см. рис. 1). Здесь, в западной части ядра, корж будинирован, но находится еще в нормальном залегании (рис. 4), а по мере продвижения к востоку степень раздробленности коржа увеличивается. При этом прослой глины и "книжечки" непосредственно контактируют между собой в будинах коржа, находясь в различном залегании: нормальном, опрокинутом и удвоенном. Удвоение "книжечки" фиксирует существование антиклинальной складки перед раздроблением и растаскиванием коржа. Лежачее крыло этой складки представлено в восточной части ядра (см. рис. 4) неотчетливо слоистой каменной солью, аналогом слоев I,2 пласта Кр. II, а висячее уничтожено в результате перемещения с востока вдоль вязкого разрыва двух блоков; восточный из них представлен массивным ангидритом, западный – каменной солью с желвакоподобными выделениями ангидрита. Создается впечатление, что массивные и желвачные ангидриты образовались из растворов в процессе тектонической переработки ядра.

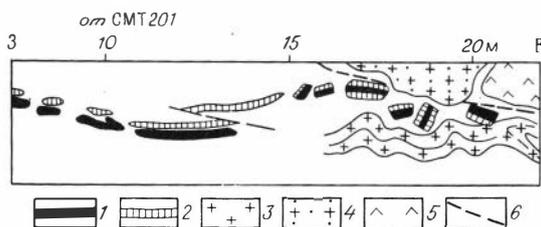


Рис. 4. Строение ядра зоны "замещения" 36 (БПКРУ-2, VI СВП, 8-й восточный конвейерный штрек, северная стенка).

1 - глинистый прослой;  
2 - прослой "книжечки" коржа пласта Кр. II; 3 - реликт слоистой каменной соли в нормальном крыле

лежащей синклинали; 4 - желвакоподобные ангидритовые выделения в неслоистой каменной соли; 5 - ангидритовое тело; 6 - мягкий разрыв (белое представлено неслоистой каменной солью).

### Результаты термобарогеохимических исследований

В перекристаллизованных галитах из зон "замещения" 1, 2, 4 (см. рис. 1) установлены двух-, трех- и многофазовые включения (рис. 5). По данным их гомогенизации температура перекристаллизации составляла 56–85 °С. Из проведенных 20 определений 45 % колеблется в пределах 70–77 °С, 25 % - 80–85, 20 % - 63–67 и только 10 % - 56–60 °С. За пределами зон "замещения" в

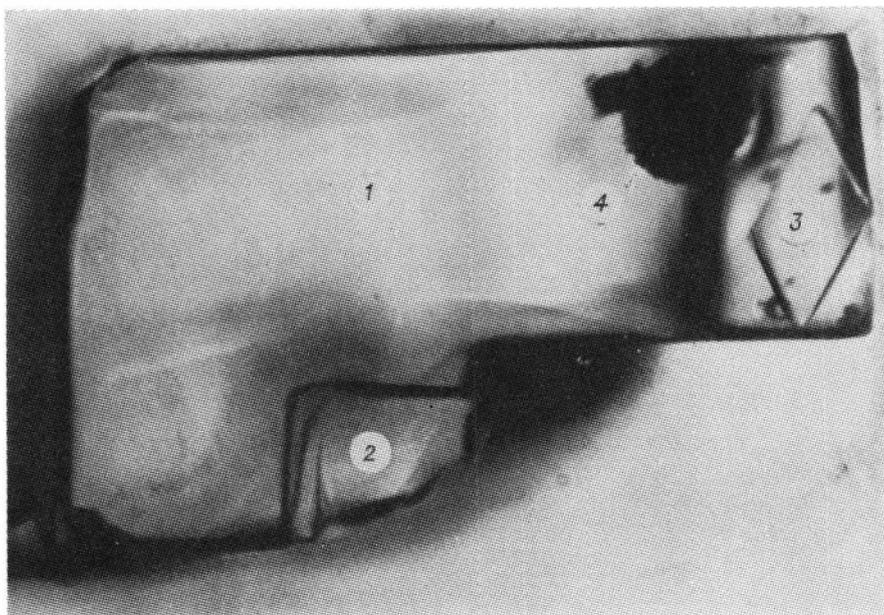


Рис. 5. Многофазное включение в перекристаллизованном галите из зоны "замещения".

1 - рассол; 2 - кристаллик - узник сильвина; 3 - ксеногенный кристаллик ангидрита; 4 - микрокапелька углеводородов с твердой парафиноподобной коркой.

пласте Кр.II (см. рис. 1, скв. I033, I037) температура перекристаллизации галита в пределах 54–60 °С. Следовательно, очевиден более высокий (примерно на 20 °С) прогрев соляных пород в зонах "замещения".

Давление минералообразующих растворов, включенных в перекристаллизованном галите зон "замещения", повышенное и растворы насыщены газами. О величине давления можно судить по результатам его замеров (100–200 атм) в газовых включениях, развитых в молочно-белом сильвине, с которым исследуемый галит находится в тесной парагенетической связи. По результатам масс-спектрометрических анализов в составе газов преобладает азот (в молочно-белом сильвине до 95 %), в меньшем количестве установлены углекислый газ, углеводороды (в основном метан) и водород.

Химический состав растворов во включениях в галите из зон "замещения" отличается резкими колебаниями содержания ионов даже в пределах одного образца (по сравнению с растворами включений в седиментационном галите /Ковалевич, 1985/). В некоторых включениях установлено предельно высокое содержание калия (до 90 г/л) или магния (до 110 г/л). Все это свидетельствует о том, что состав минералообразующих растворов на этапе перекристаллизации солей формировался в результате частичного их растворения.

Таким образом, результаты термобарогеохимических исследований солей указывают на формирование рассматриваемых зон в условиях повышенных температуры и давления. Минералообразующие растворы отличались высокой газонасыщенностью и резкими изменениями химического состава даже на небольших расстояниях.

#### Особенности гидрогеохимической зональности соляно-мергельной толщи (СМТ) над зонами "замещения"

В разрезе СМТ обычно выделяются снизу вверх три зоны /Ходьков и др., 1976/: хлоридно-кальциевая, соответствующая ее соленосной части, практически не затронутой гипергенезом; хлоридная с преимущественно хлоридно-натриевой минерализацией, суммарным содержанием хлоридов более 1–1,5 % и сульфатная зона слабо засоленных пород. Переход из нижней зоны в среднюю сопровождается не только удалением хлористого кальция, но и заметным уменьшением содержания хлористого магния (до 0–0,2 %).

Отклонения от данной зональности впервые обнаружены в скв. I022 (БКРУ-2), затем в скв. I027, I033 и I037 (см. рис. 1, БКЗ-4). Как видно из рис. 6, где для сравнения показан и "нормальный" разрез по шахтному стволу БКЗ-4, в указанных скважинах практически не выделяются зоны сильно и слабо засоленных пород. Даже в верхней части СМТ содержание хлоридов может составлять 4–5 %, причем в основном за счет хлористого магния, содержание которого в отдельных пробах достигает 4 %. Фоновым можно считать содержание 0,2 %, что соответствует значению медианы и практически совпадает с максимальным количеством хлористого магния в "нормальных" разрезах СМТ. В породах с повышенными и аномальными (более 0,7 %) содержаниями хлористого магния нередко устанавливается и нормативный хлористый кальций (0,06–0,47 %) – еще одно отличие от обычной зональности. Харак-

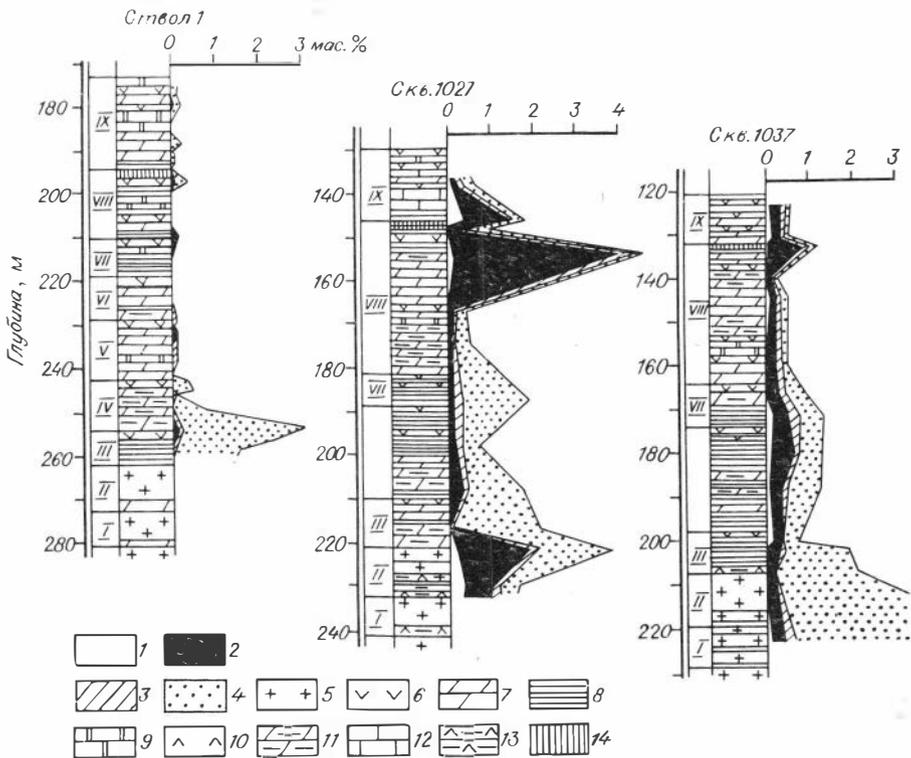


Рис. 6. Сравнение геохимических характеристик разрезов верхней части СМТ (соляно-мергельная толща).

1 -  $\text{CaCl}_2$ ; 2 -  $\text{MgCl}_2$ ; 3 -  $\text{KCl}$ ; 4 -  $\text{NaCl}$ ; 5 - каменная соль; 6 - гипс; 7 - мергель; 8 - глинистая порода; 9 - доломит; 10 - ангидрит; 11 - сильно глинистый мергель; 12 - известняк; 13 - карбонатно-глинисто-ангидритовая порода; 14 - зона калишпатизации.

терно, что увеличение содержания рассматриваемых составляющих не сопровождается ростом хлоридно-натриевой минерализации. В поведении хлористого натрия вообще каких-либо аномалий не устанавливается. Иными словами, распределение хлоридов магния и кальция в этих разрезах не зависит от хлористого натрия и, по-видимому, определяется другим источником. Последним, вероятнее всего, являются зоны "замещения" в калиеносной части разреза. Именно этим, очевидно, объясняется тот факт, что наиболее высокое содержание хлористого магния установлено в породах, вскрытых скв. 1027, которая пройдена в одной из таких зон (см. рис. 1, зона I).

Приведенный выше материал свидетельствует о наличии интенсивной тектонической переработки пород в условиях повышенных температур и давления в рассматриваемых зонах. Несомненно также резкое уменьшение мощности "замещенных" слоев пласта Кр. II и всего пласта под участками раздробления коржа, что можно объяснить доминантом выноса вещества над его привносом во время образования зон. Следовательно, не замещение, а разубоживание является основным минералопреобразующим процессом при формировании исследуемых зон. В связи с этим их следует обозначить как зоны термодинамического разубоживания (ТДР).

На повышение термодинамических условий минералы и породы соляной толщи реагируют различно. Карналлит деформируется раньше, чем сильвин, сильвин — раньше, чем галит (данные А. Геллера /Разумовская, 1931/). При температуре 42 °С и более начинает растворяться ангидрит, переходя в водную фазу /Mossor, Shearman, 1973/, при 100 °С и более растворяется доломит /Gregg, Sibleg, 1984/. Проницаемость глинистых пород возрастает с повышением минерализации контактирующих с ними растворов и температуры, особенно контрастно в интервале 40–90 °С, что связано с интенсивностью разрушения в данном температурном интервале структуры "рыхлосвязанной воды", заключенной в них /Гольдберг, 1986/. Повышение давления и температуры приводит к динамической перекристаллизации соляных минералов /Ural, 1985/, что, в свою очередь, способствует высвобождению флюидной фазы, содержащейся внутри первичных кристаллов в виде твердых и газовой-жидких микровключений, а также в прослоях галопелитов в виде "рыхлосвязанной воды". Односторонне направленное с востока на запад тектоническое давление (стресс) в присутствии высвобожденных и генерируемых на месте флюидов (жидкость, газ) создавало в соляной толще локальные проницаемые зоны, направленные снизу вверх и с востока на запад. Через эти зоны происходило удаление растворов, выносящих хлористый калий. Выжимаясь вверх, они должны были участвовать в образовании пестрых сильвинитов из карналлитовых пород по гипотезе Е.Э. Разумовской /1931/ и Ю.В. Морачевского /1939/, что предполагает пространственную связь между зонами ТДР и областями распространения пестрых сильвинитов пласта Б (см. рис. 1). Примечательно, что если зона ТДР включает пласт АБ, то над ней пласт В и частично Г также представлены пестрыми сильвинитами (см. рис. 1, скв. 1028 над зоной 4); а если зона ТДР проходит через всю калийную залежь (скв. 484), то в примыкающих к ней разрезах пласты сильвин-карналлитовой зоны представлены пестрыми сильвинитами, а некоторые — каменной солью (скв. 1027).

Таким образом, получены ответы на вопросы, поставленные Ю.В. Морачевским 50 лет тому назад, а именно: а) куда деваются хлормagneйные растворы, освобожденные после "сильвинитизации карналлита давлением" и б) почему в карналлитах калия больше, чем следует по содержанию в них магния. Стало возможным объединить в единый процесс\* образование, с одной стороны, пест-

---

\* А.Е. Ходьков /1956/ впервые рассмотрел эти два явления как единый процесс, происходящий в диагенезе без участия тектоники.

рых сильвинитов и, с другой, зон ТДР, что дает основание прогнозировать зоны ТДР. Критериями прогноза являются: 1) хлормagneиевые ореолы в верхней части СМТ, вскрываемой структурными скважинами на месторождении и 2) анализ развития пестрых сильвинитов в разрезах сильвин-карналлитовой зоны по результатам бурения с поверхности.

### Список литературы

- Г о л ь д б е р г В.М., С к в о р ц о в Н.М. Проницаемость и фильтрация в глинах. - М.: Недра, 1986. - 160 с.
- К о в а л е в и ч В.М., М о с к о в с к и й Г.А., К о п н и н В.И. Химический состав раты нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. - М.: Наука, 1985. - С. 203-211.
- М о р а ч е в с к и й Ю.В. Очерки геохимии верхнекамских соляных отложений. - Л.: Госхимиздат, 1939. - 88 с.
- П а т а л а х а Е.И. О некоторых закономерностях и причинах внутренней структуры диапировых куполов // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей. - Алма-Ата: Наука, 1973. - С. 53-61.
- Р а з у м о в с к а я Е.Э. Описание соленосной толщи Солякамского месторождения. - М.; Л.: Геолгиздат, 1931. - 43 с.
- Х о д ь к о в А.Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении. - Л.: Госхимиздат, 1956. - С. 315-338.
- Х о д ь к о в А.Е., Ч а с о в н и к о в а Е.В., М а л к и н Г.А. Гидрохимические особенности надсолевой толщи Верхнекамского месторождения калийных солей // Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений. - Л.: ВНИИГ, 1976. - С. 13-21.
- G r e g g T.M., S i b l e g D.F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture // J. Sedim. Petrol. - 1984. - Vol. 54, N 3. - P. 908-931.
- М о с с о р G.D., S h e a r m a n D.S. Origins of secondary gypsum rocks // Trans. Inst. Mining and Met. - 1973. - Vol. 82. - P. 147-154.
- U r a i J.Z. Water-Enhanced dynamic recrystallization and solution transfer in experimentally deformed carnallite // Tectonophysics. - 1985. - Vol. 120, N 3/4. - P. 285-317.

ПРОГНОЗ ЗОН РАЗУБОЖИВАНИЯ ПЛАСТА Кр. II  
ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Зоны разубоживания являются блоками пласта калийных солей, в пределах которых весь пласт или часть его разреза по простиранию сменяются каменной солью, а зоны замещения – блоками калийного пласта, в пределах которых весь пласт или часть его разреза сменяются по простиранию калийными породами другого состава.

Встреча зон замещения и разубоживания в процессе проведения поискового и разведочного бурения искажает наши представления о вещественном составе и границах калийных пластов практически на всех стадиях геолого-разведочного процесса. Прогноз зон замещения и разубоживания усложняют:

а) глубокое залегание калийных пластов, б) значительно меньшие размеры зон замещения и разубоживания, чем регламентируемые условиями сохранности месторождения параметры разведочной сети, в) ограниченность информации о зонах замещения и разубоживания. В подземных горных выработках, как правило, прослеживается изменение состава одного калийного пласта по простиранию, а получение данных о выше- и нижележащих пластах затруднено. По керну скважины мы получаем представление о разрезах нескольких соседних калийных пластов, а сведений о изменении каждого из этих пластов по простиранию не имеем.

Основные особенности строения вскрытых калийными рудниками на Верхнекамском месторождении зон замещения и разубоживания изучали А.А. Иванов, Н.Г. Шешуков, М.С. Исакова, Я.Я. Яржемский, В.А. Вахрамеева, В.Н. Дубинина, Ю.В. Морачевский, В.И. Копнин, Л.Н. Морозов, Ю.А. Третьяков, А.Е. Ходьков, Н.М. Джиноридзе, С.А. Филиппов и др. По материалам названных исследователей, частично дополненных личными наблюдениями в выработках 2-го и 3-го Соликамских, а также 2-го и 4-го Березниковских рудников намечены следующие особенности строения зон разубоживания. Наиболее часто зоны разубоживания встречаются в самых нижних пропластках пласта Кр. III и самых верхних пластах (Ж, З, И, К) калиеносной толщи. Отмечается уменьшение количества и площади зон разубоживания снизу вверх по разрезу калиеносной толщи. Размер зон разубоживания, вскрытых выработками калийных рудников, достигает в пропластке Кр. III<sup>В</sup> до 5–6 км<sup>2</sup>, в продуктивном пласте Кр. II – от 0,1–0,2 x 0,5–0,6 км<sup>2</sup> до 0,8–1,2 x 2–3,5 км<sup>2</sup>, в пласте Кр. I – до 0,15 x 0,6 км<sup>2</sup>, в пластах АБ – до 0,4 x 0,6 км<sup>2</sup> и в пласте В – до 0,2 x 0,2 км<sup>2</sup>. Крупные зоны разубоживания пласта Кр. II имеют субмеридиональное простирание. Установлены западное смещение крупных зон разубоживания и сокращение их площадей в калийных пластах снизу вверх по разрезу калиеносной толщи. В примыкающих с востока и запада к крупным зонам разубоживания участках сильвинитовых пластов увеличивается интенсивность складчатости. Не разубоженные пласты Б и В сильвинито-карналлитового горизонта над крупными зонами разубоживания сильвинитового горизонта представлены пестрыми сильвинитами. Зоны разубоживания пластов Б и В обычно окаймлены пестрыми

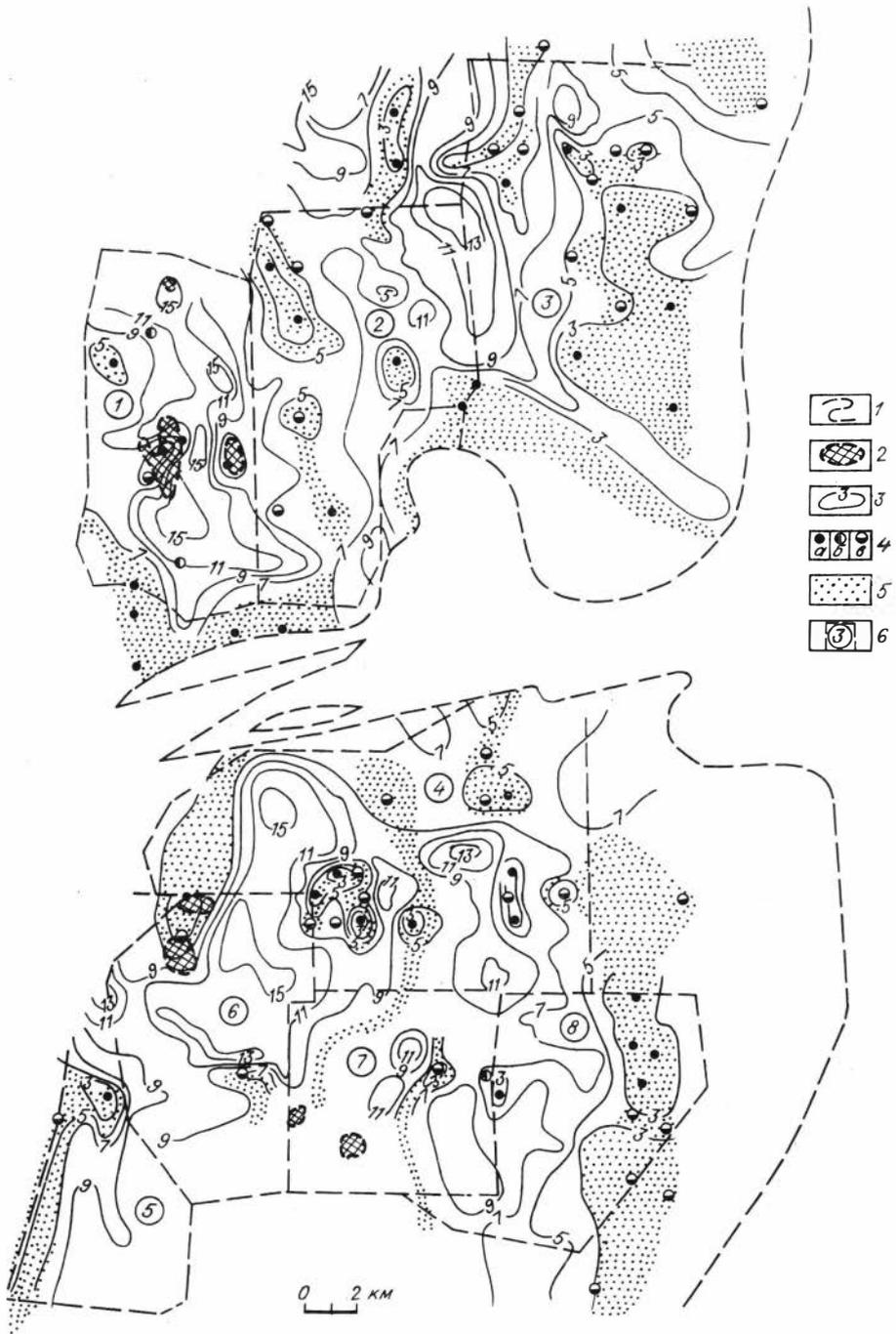


Схема прогноза крупных зон разубоживания каменной солью сильвинитового пласта Кр. II на Верхнекамском месторождении калийных солей.

сильвинитами, сменяющимися с удалением от зон разубоживания карналлитовой породой.

В связи с различием существующих точек зрения на генезис зон разубоживания Верхнекамского месторождения наиболее рационально их прогнозирование с позиций закономерностей размещения. Для этого проанализировано: 1) контролируются ли крупные зоны разубоживания, оконтуренные подземными горными выработками, и разубоженные разрезы калиеносной толщи, вскрытые скважинами поверхностного бурения, суммарными мощностями красных сильвинитов, пестрых сильвинитов и карналлитовой породы, а также мощностью интервала от кровли маркирующего глинисто-ангидрито-карбонатного горизонта до кровли соленосной части соляно-мергельной толщи; 2) существует ли пространственная связь крупных зон разубоживания пласта Кр. II с элементами пликативной структуры калиеносной толщи и с участками пересечения разрывных нарушений подсолевых пород. Анализ проводился по данным конкретных скважин и по изопахитам перечисленных выше параметров путем последовательного совмещения построенных схематических карт.

Выявлены следующие особенности размещения крупных зон разубоживания продуктивного пласта Кр. II:

1. Приуроченность их к участкам пониженных суммарных мощностей красных и повышенных суммарных мощностей пестрых сильвинитов;

2. Практически полное отсутствие таких зон на участках повышенных суммарных мощностей красных сильвинитов. Суммарная мощность пластов пестрых сильвинитов сильвинито-карналлитового горизонта в таких разрезах калиеносной толщи не превышает 1-3 м, а суммарная мощность пластов карналлитовой породы, как правило, во много раз больше таковой пестрых сильвинитов;

3. Приуроченность в пределах погруженных структур калиеносной толщи к участкам пониженной мощности интервала от кровли маркирующего глинисто-ангидрито-карбонатного горизонта до кровли соляной части соляно-мергельной толщи;

4. Отсутствие связи зон разубоживания с определенными элементами пликативной структуры маркирующего глинисто-ангидрито-карбонатного горизонта;

5. Практическое отсутствие зон на участках пересечения нарушений подсолевой части осадочного чехла и кристаллического фундамента.

Перечисленные выше закономерности положены в основу составленной карты прогноза крупных зон разубоживания пласта Кр. II, построенной преимущественно по данным детальной разведки месторождения (см. рисунок). На

---

1 - контур распространения калийных залежей; 2 - крупные зоны разубоживания пласта Кр. II, вскрытые выработками калийных рудников; 3 - линии равных суммарных мощностей красных сильвинитов; 4 - скважины, вскрывшие разубоженные разрезы пластов (а - Кр. III и Кр. II, б - Кр. II, в - Кр. III); 5 - площади предполагаемого развития крупных зон разубоживания пласта Кр. II; 6 - участки месторождения: 1 - Соликамский, 2 - НовоСоликамский, 3 - Половодовский, 4 - Бугельско-Троицкий, 5 - Усть-Яйвенский, 6 - Березовский, 7 - Дурманский, 8 - Талицкий.

карте выделены площади (показаны крапом) с пониженной суммарной мощностью красных сильвинитов, в пределах которых могут быть встречены крупные зоны разубоживания пласта Кр. II, и площади развития повышенных суммарных мощностей красных сильвинитов, в пределах которых практически отсутствуют крупные зоны разубоживания этого пласта. Материалы для прогнозирования конкретных крупных зон разубоживания продуктивного пласта Кр. II внутри выделенных площадей их предполагаемого развития могут быть получены при проведении крупномасштабных специализированных геофизических работ, в частности гравиметрии или вариометрии, по сети не реже 300 x 100 м. В случае недостаточной чувствительности замеров с дневной поверхности целесообразно отработать методику проведения вариометрических измерений из забоев структурных скважин с уровня соляного зеркала.

УДК 553.635:553.2.068.2:553.635.078

Е.И. Синявский, И.Н. Тихвинский

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
СУЛЬФАТА НАТРИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА  
И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Все известные месторождения и крупные проявления сульфата натрия в СССР, за исключением Кучукского (юг Западной Сибири), расположены в пределах Казахстана и Средней Азии и приурочены к неогеновым и четвертичным толщам. На этой территории имели место три крупных этапа соленакопления: миоценовый, акчагыльский и четвертичный, различавшихся характером водно-солевого питания эвапоритовых бассейнов и соответственно составом образовавшихся в них галогенных формаций (В.Н. Щербина, Н.М. Страхов, А.А. Иванов, И.В. Рубанов, Ю.В. Баталин, Е.Ф. Станкевич, В.В. Благовидов, А.Н. Имеев и др.).

Наиболее крупными объектами прогноза и поисков месторождений сульфата натрия в СССР являются плиоцен-четвертичные мирабилит-астраханитоносные Арало-Каспийская и миоценовая глауберитоносная Тяньшанская провинции.

Акчагыльские и четвертичные галогенные формации Восточного Прикаспия и Приаралья, заключающие наиболее крупные месторождения сульфата натрия (мирабилита и астраханита), возникали в тупиковых солеродных бассейнах, имевших связь с внутрисоцинтентальным опресненным Туранским морем, существовавшим в плиоценовую эпоху (Узунсуйское, Кушканатауское, Аккалинское), и с Палеокаспийским и современным Каспийским морем (Кайдакское, Култукское, Карабогазгольское). Эта связь осуществлялась через проливы или подготовительные бассейны, в которых осаждались карбонаты и гипсы, происходило повышение минерализации вод. Чем длительнее сохранялась данная связь, тем больше солей получал осадочный бассейн, что при стабильной ландшафтно-климатической обстановке приводило к возникновению галогенной формации большой мощности с крупными скоплениями сульфата натрия. Большую

роль в метаморфизации вод как внутриконтинентального моря, так и подготовительных и садочных (тупиковых и самостоятельных эвапоритовых) бассейнов играл поверхностный сток, основную массу которого давали крупные транзитные реки, бравшие начало в гумидных и горных зонах. Существенно меньшую роль играл подземный сток.

Миоценовые галогенные формации большой плотности с крупными скоплениями сульфата натрия (глауберита, в меньшей степени тенардита) образовывались в озерных бассейнах межгорных впадин Тянь-Шаня. Водно-солевое питание таких бассейнов осуществлялось реками, стекавшими с прилегающих гор. Большая площадь этих садочных бассейнов способствовала механической и химической дифференциации материала, поступавшего с речными водами. На Туранской плите плиоценовые и четвертичные толщи с крупными скоплениями сульфата натрия (мирабилита, астраханита) формировались также в бассейнах, приуроченных к крупным бессточным котловинам (например, Аральской), и в конечных озерах, входивших в системы река-озеро-озеро. Бассейны бессточных котловин периодически питались транзитными реками. Размещение их на равнинах, на некотором удалении от областей сноса, наряду с периодичностью водного питания, большой площадью и мелководностью обеспечивало дифференциацию приносимого терригенного и водорастворенного материала и чистоту осаждавшихся солей. Для бассейнов, являвшихся конечными в системах река-озеро-озеро, последнее обеспечивалось наличием в системах подготовительных бассейнов.

Несмотря на существовавшую дифференциацию терригенного и водорастворенного материала по площади рассмотренных садочных бассейнов, соляные породы последних в большинстве случаев загрязнены терригенным материалом. Это особенно характерно для садочных бассейнов межгорных впадин.

Рассмотренные садочные бассейны отличались друг от друга характером водно-солевого питания и составом рапы, а возникавшие в них толщи – парагенезами минералов. В соленосных толщах, образовавшихся в бассейнах, связанных с внутриконтинентальным опресненным морем, набор соляных минералов наиболее богат (гипс, галит, тенардит, мирабилит, астраханит, глауберит, глазерит, полигалит, кизерит, эпсомит, каинит, сильвин, карналлит, бишофит). Основная причина – участие в водно-солевом питании данных бассейнов морских опресненных вод, что расширяло диапазон набора солей за счет калийных и магниевых, присутствие наряду с сульфатом натрия солей магния, являющихся характерными минералами сульфатного галогенеза (астраханита, кизерита, эпсомита, полигалита, каинита), позволяет назвать вмещающие их галогенные формации полноразвитыми сульфатного типа, сульфатно-натриевого подтипа. В соленосных же толщах, возникших в садочных бассейнах, имевших чисто континентальное водно-солевое питание и расположенных либо в межгорных впадинах Тянь-Шаня, либо на Туранской плите, набор соляных минералов резко сокращен: в первых преобладают гипс, глауберит, галит, в трех из них (Кетенской, Кочкорской, Кетменьтюбинской) встречен и тенардит, в одной (Кетменьтюбинской) – астраханит; во вторых преобладают галит, мирабилит, реже тенардит, астраханит, глауберит, гипс, т.е. преобладало образование неполноразвитых галогенных формаций. Характер набора сульфатных минералов, возникших в бассейнах, в основном был обусловлен исходным составом их

рапы, который зависел от состава поверхностных и подземных вод, питавших бассейны (чаще всего сульфатного типа). А это было обусловлено процессами сульфатного галогенеза и составом пород, слагающих водосборные площади бассейнов.

Почти во всех рассмотренных садочных бассейнах преобладали мелководные условия, рельеф же их дна представлял собой чаще всего системы различных по форме западин, обычно связанных друг с другом. Эти особенности бассейнов, разная степень опреснения различных их частей, различия гидродинамического и температурного режимов и другие факторы также влияли на характер и дифференциацию кристаллизовавшихся солей, на состав наборов последних и мощность накапливавшихся соляных осадков. Отметим, что ландшафтно-климатические зоны, основные области денудации и седиментации, заложенные на исследуемой территории в миоцене, сохранились с небольшими изменениями до наших дней.

Месторождения сульфата натрия в большинстве случаев пространственно и генетически связаны с галогенными отложениями, образовавшимися при сульфатном галогенезе и имеющими в зависимости от генетического типа садочного бассейна ряд особенностей литолого-фациальной приуроченности.

Для галогенных толщ, возникших в садочных бассейнах, связанных с внутрисконтинентальным опресненным морем, характерно:

- 1) несогласное налегание соленосных формаций на подстилающие;
- 2) наличие, как правило, в кровле и подошве соленосной части толщи гипсоносных глин и (или) гипсов;
- 3) приуроченность мирабилитовых пород чаще всего к периферическим зонам площадей распространения упомянутых толщ, развитие астраханитовых пород ближе к центральным их зонам, переход астраханитовых пород в глубь указанных площадей в каменную соль, которая иногда (в литолого-фациальных комплексах, возникших в наиболее глубокой части бассейна) замещается сульфатно-магниевыми отложениями с карналлитовой и бишофитовой минерализацией (в небольших неглубоких бассейнах мирабилитовые породы при определенных условиях формировались на основной площади распространения накапливавшихся в них галогенных пород);
- 4) мирабилитовые породы обычно залегают в низах разреза, на гипсоносных (глауберитосных) отложениях небольшой мощности, выше по разрезу располагаются каменная соль или переслаивание ее с астраханитовой породой, соленосная часть разреза часто венчается гипсоносными породами небольшой мощности;

5) подстилающими и перекрывающими рассматриваемые толщи образования чаще всего являются зелено-, серо- и (или) пестроцветные породы.

Для галогенных формаций, образовавшихся в осадочных бассейнах межгорных впадин, характерно (В.Н. Щербина, В.В. Благовидов):

- 1) разрез гипс-глауберит-галитовых соленосных толщ состоит из трех крупных частей: нижней и верхней гипсоносных и средней глауберит-галитовой (галит-глауберитовой);
- 2) разрез гипс-глауберит-тенардит-галитовых соленосных толщ состоит из двух крупных частей: нижней глауберит-тенардит-галитовой и верхней гипсоносной;

3) по простираанию и в направлении от центра площадей развития соленосных толщ соляные отложения постепенно и закономерно переходят в гипсоносные, а затем в спорадически засоленные гипсоносно-глинистые, последние также постепенно сменяются рассеянными гипсоносными, а затем негипсоносными глинистыми и песчано-глинистыми отложениями;

4) образованиями, подстилающими рассматриваемые галогенные формации, являются красноцветные, а перекрывающими – серо- и пестроцветные породы континентального генезиса.

В пределах Туранской плиты в садочных бассейнах бессточных котловин и конечных озер систем река-озеро-озеро также должна наблюдаться (и наблюдается в Аральской котловине и чуть севернее изученной территории в Кучук-Кулундинской системе озер) определенная смена состава донных отложений в пространстве – от песчано-глинистых, глинистых к гипсоносно-, мирабилит-глинистым и мирабилитовым.

В тектоническом отношении крупные месторождения сульфата натрия приурочены к межгорным впадинам Тянь-Шаня, эрозионно-тектоническим Туранской плиты и юго-восточного обрамления Прикаспийской перикратонной синеклизы, сформировавшихся в обстановках активного тектонического режима.

УДК 553.632:549+552(477.8)

С. П. Г р и н и в

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АНГИДРИТ-ПОЛИГАЛИТОВЫХ СЛОЕВ КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАРПАТЯ

В месторождениях калийных солей Предкарпатья в соленосной брекчии у всячего и лежащего контактов залежей калийных солей встречаются слои, традиционно называемые слоями полигалитовой породы. Они хорошо выделяются в соленосной брекчии и всеми исследователями отмечается их широкое распространение /Иванов, Воронова, 1972/. Однако к настоящему времени об условиях образования и возможности использования при корреляции этих слоев нет единого мнения. Я.Я. Яржемский /1954/ рассматривает их как первичные образования и считает маркирующими. Ангидрит, присутствующий в полигалитовом слое, он относит к минералам более поздней генерации, разрывающим слой при последующей перекристаллизации. По мнению М.Г. Валяшко /1962/, слои полигалитовой породы, подстилающие и перекрывающие каждую залежь калийных солей, образовались при воздействии рассолов, насыщенных калийными солями, на слои гипса. С.В. Ходькова /1988/ такие слои называет слоеподобными полигалитовыми телами и объясняет их образование взаимодействием калийно-магниевого сульфатно-хлоридных пород с рассолами хлоркальциевого типа на стадиях позднего диагенеза и катагенеза. Образовавшийся при этом полигалит, как считает С.В. Ходькова, в одних случаях замещает сульфатные минералы, в других является новообразованием, которое возникло при взаимодействии рассолов, С.С. Коринь, Т.М. Мосора /1978/ полагают, что рассматриваемые слои образовались в результате вторичных процессов и их невозможно ис-

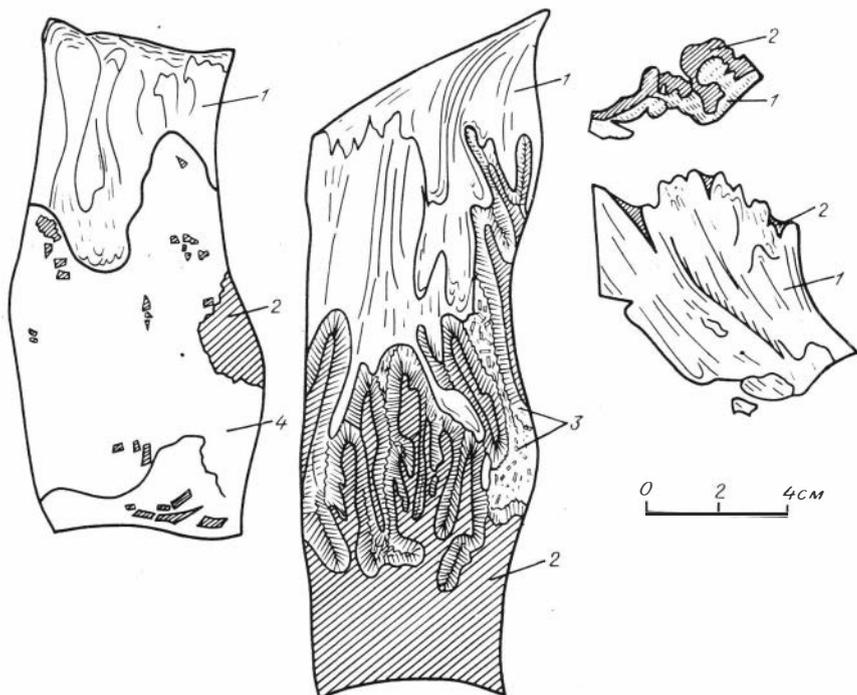


Рис. 1. Соотношение мощностей и характер контакта полигалита и ангидрита в слоях ангидрит-полигалитового состава. Зарисовки образцов, отобранных на полную мощность слоя.

1 - волокнистый и спутанно-волокнистый полигалит; 2 - мелкокристаллический ангидрит; 3 - крупнокристаллический шестоватый ангидрит; 4 - гипс.

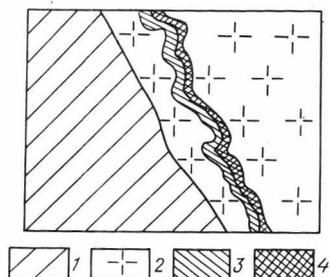
пользовать в качестве маркирующих, но они могут служить поисковым признаком на пласты калийных солей в соленосной толще. Противоречивость данных о корреляционных возможностях этих слоев обусловила необходимость изучения их распространенности, выдержанности, условий образования.

Нами изучено 18 образцов из слоев, залегающих возле пластов калийных солей: 1 - из Марково-Росильнянского месторождения, 5 - из Стебниковского, 12 - из Калуш-Гольнянского. По своему строению и условиям залегания все эти слои имеют много общего. По составу они ангидрит-полигалитовые и дальше описываются нами под этим названием.

Изученные слои залегают в соленосной брекчии на небольшом (0,1-0,5 м) расстоянии от контакта с пластами калийных солей. В слоях из Стебниковского месторождения это расстояние иногда достигает 1-2 м. Хотя контакт пласта и соленосной брекчии обычно ровный, ангидрит-полигалитовые слои чаще всего имеют извилистую конфигурацию. Мощность описываемых слоев колеблется от 0,3 до 30 см. В пределах слоя она часто невыдержана и сильно изменяется на небольших расстояниях. Ангидрит-полигалитовые слои также не всегда выдержаны по простиранию, что подтверждается их непосредственным прослеживанием по соседним горным выработкам и горизонтам.

Рис. 2. Схема расположения полигалитовой и ангидритовой частей слоя относительно пласта калийных солей и соленосной брекчии.

1 - калийные породы; 2 - соленосная брекчия; 3 - полигалит; 4 - ангидрит.



Характерной особенностью описываемых слоев является то, что они сложены полигалитом и ангидритом (рис. 1) (о явно вторичном гипсе, часто замещающем полигалит и ангидрит, речь пойдет ниже). Полигалитовая часть слоя всегда расположена со стороны пласта калийных солей, а ангидритовая - со стороны соленосной брекчии (рис. 2). Соленосная брекчия между ангидрит-полигалитовым слоем и пластом калийных солей содержит примесь полигалита, а за этим слоем - ангидрита. В эту схему не укладывается только один слой из Стебниковского месторождения, но он расположен на расстоянии 10 м от пласта калийных солей.

Соотношение мощности полигалитовой и ангидритовой частей слоев изменяется в широких пределах. Из изученных 18 слоев в пяти ангидрит образует маломощную оторочку возле полигалита, в семи - мощности полигалитовой и ангидритовой частей близки, в четырех - мощность ангидритовой части больше, чем полигалитовой и только два слоя сложены мономинеральной породой: один - полигалитовой, другой - ангидритовой.

Цвет ангидрит-полигалитовых слоев серый, красный, розовый, желтый, белый с розовым и голубым оттенком, окраска ровная или пятнистая, совпа-

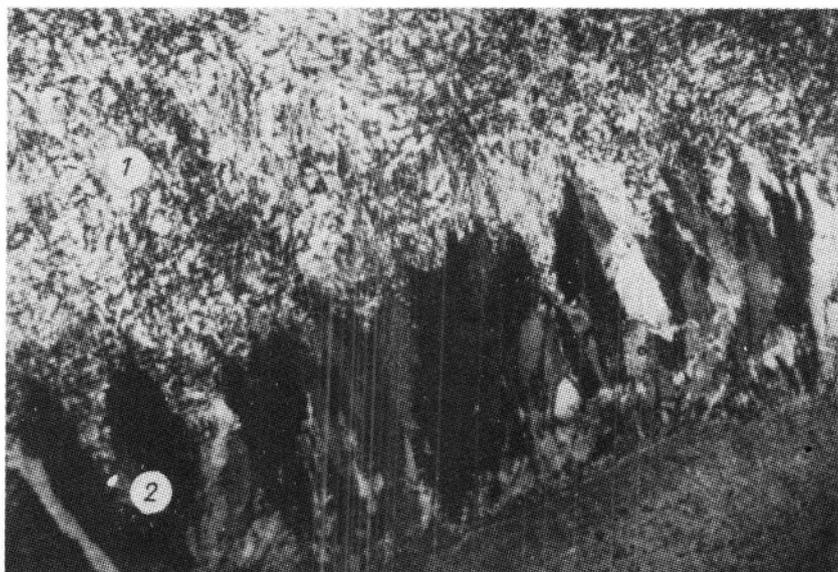


Рис. 3. Контакт полигалитовой (1) и ангидритовой (2) частей слоя.

дающая для ангидрита и полигалита, что затрудняет их макроскопическое определение.

Структура полигалитовой части обычно волокнистая, спутанно-волокнистая, мелкозернистая (0,001–0,1 мм). Для большинства слоев характерна волокнистая структура, волокна полигалита ориентированы поперек слоя и лишь со стороны пласта в приконтактной части изгибаются вдоль слоя. Для ангидритовой части слоя характерны такие же структуры, но более распространена микро-, мелкозернистая.

Граница между полигалитовой и ангидритовой частями слоя четкая (рис.3). В одних слоях она имеет вид ровной слабоволнистой линии, в других – резко извилистая с заливообразным проникновением полигалита и ангидрита почти на полную мощность слоя (см. рис. 1). Часто вдоль границы наблюдается узкая (около 0,5 мм) зона, в которой полигалит и ангидрит перекристаллизованы. Иногда между волокнистым полигалитом и мелкозернистым ангидритом перпендикулярно к границе и следуя ее изгибам располагается кайма (1–2 мм) призматических кристаллов ангидрита. Мелкозернистый ангидрит постепенно переходит в параллельно-волокнистый, местами веерообразно погасающий, который сменяется мелко-, средне-, а затем крупнокристаллическим. Подобные образования ангидрита в карбонатных породах описаны Л.М. Бириной /1966/ как метасоматические друзы. Крупные метасоматические кристаллы ангидрита призматические, с ровными или сложными зубчатыми очертаниями (рис. 4). Между кристаллами ангидрита иногда наблюдаются зажатые участки неизменной полигалитовой породы, указывающие на образование каймы кристаллов ангидрита при метасоматическом замещении полигалита. Контуры кристаллов ангидрита четкие, ровные или зазубренные, изъеденные, с явными следами более позднего замещения ангидрита полигалитом (рис. 5).

Ангидрит-полигалитовые слои довольно часто замещаются гипсом. Слои с гипсом залегают в тех частях соленосной толщи, где возможен подток поверхностных вод и образование гипса в результате вторичных процессов не вызывает сомнения. В некоторых слоях гипс почти полностью замещает полигалитовую или ангидритовую части. Гипс, замещающий ангидрит, желтый, розовато-желтый, белый, мелко-, среднезернистый (0,1–0,3 мм), иногда параллельно-шестоватый (длина кристаллов 0,6–2 мм) с реликтами ангидрита остроугольной формы размером от нескольких миллиметров до долей миллиметра (рис. 6). Замещение полигалитовой части слоев гипсом отмечается реже. В одном слое из Стебникского месторождения полигалит полностью замещен гипсом. Гипс серый, желтовато-серый, гигантозернистый (1–4 см), с редкими реликтами полигалита и примесью медово-желтого сильвина. В гипсе впервые для Предкарпатья встречен калистронцит  $K_2Sr[SO_4]_2$  – мелкие (0,1–3 мм) прозрачные бесцветные или с желтоватым оттенком идиоморфные кристаллы. Калистронцит образовался из растворов при замещении полигалита гипсом /Гринив и др., 1986/. В некоторых образцах небольшие участки вторичного гипса расположены в ангидритовой части слоя на границе с полигалитом. Гипс волокнистый, волокна ориентированы поперек слоя. Контакт гипса и полигалита ровный и является продолжением границы ангидрита и полигалита, контакт гипса и ангидрита неровный, зубчатый, с многочисленными мелкими реликтами ангидрита.

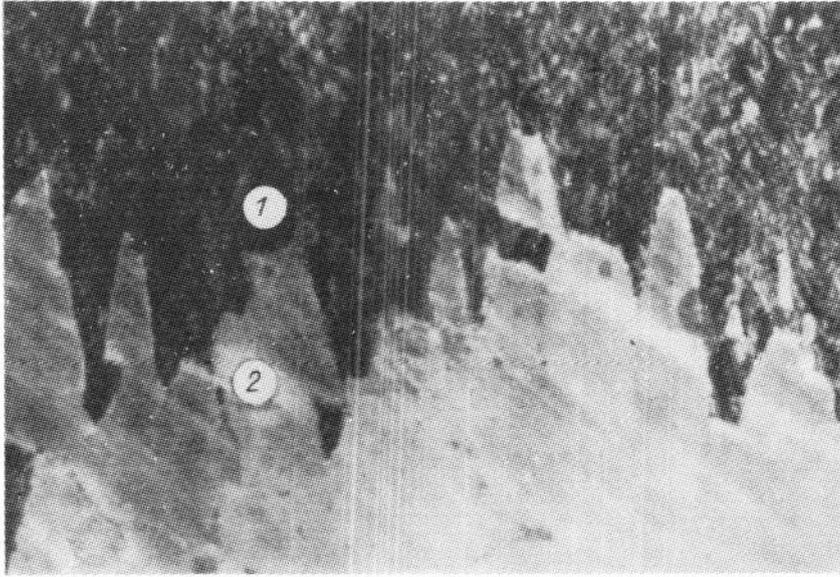


Рис. 4. Замещение полигалита (1) метасоматическими кристаллами ангидрита (2), николи +.

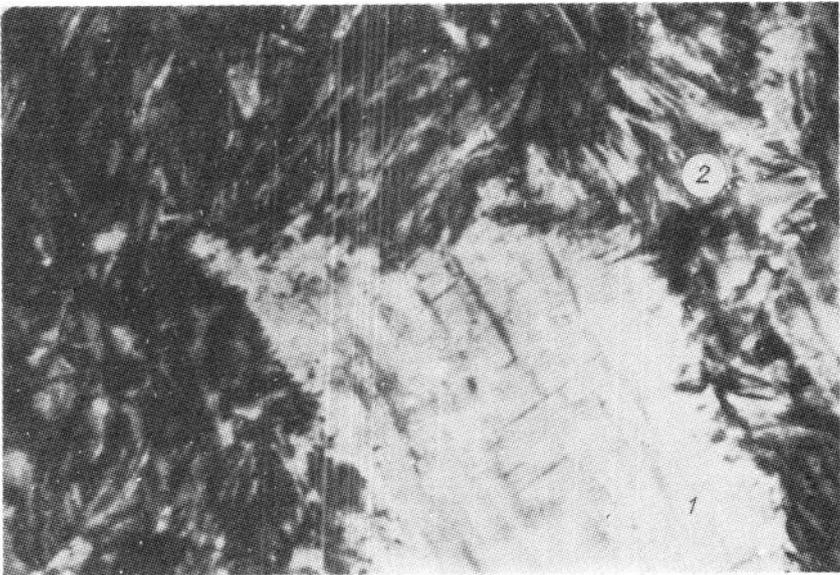


Рис. 5. Замещение метасоматического кристалла ангидрита (1) полигалитом (2), николи +, ув. 80.

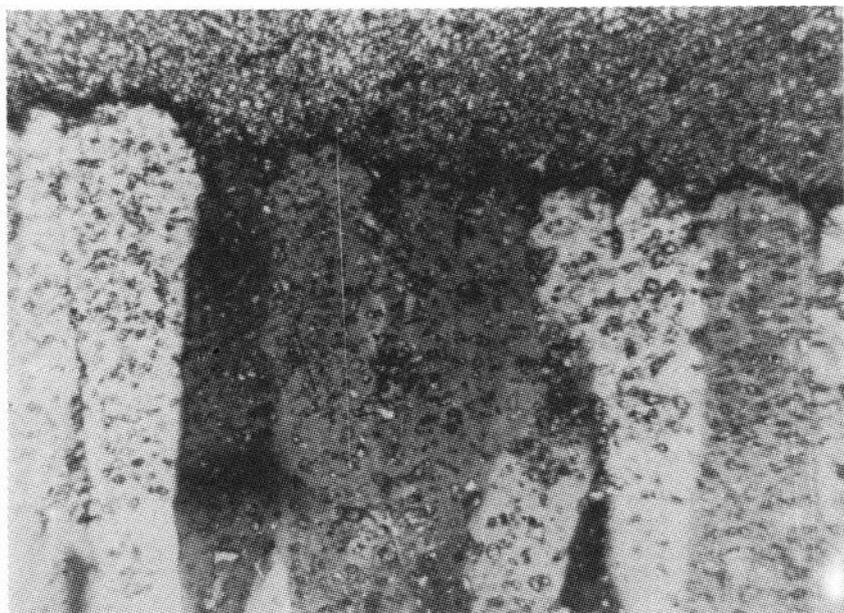


Рис. 6. Замещение ангидрита параллельно-шестоватым гипсом. В гипсе видны многочисленные реликты ангидрита, николи +, ув. 200.

В полигалите и ангидрите встречаются небольшие (1-5 мм) каверны, внутренняя поверхность которых покрыта щетками мелких кристаллов соответственно полигалита или ангидрита. Ангидрит-полигалитовые слои иногда разбиты трещинами, залеченными полигалитом, ангидритом, сильвинном или галитом. Для трех образцов из ангидрит-полигалитовых слоев изучался нерастворимый в 5%-ной соляной кислоте остаток. Песчано-алевритовая фракция нерастворимого остатка всех трех образцов состоит в основном из калишпата и кварца (терригенного с незначительной примесью аутигенного); в подчиненном количестве присутствуют хлорит, глауконит, роговая обманка, циркон, целестин, барит.

В ангидрит-полигалитовых слоях эмиссионным методом определялось содержание стронция. Проанализировано 11 образцов из полигалитовой части слоев и 10 из ангидритовой. В полигалите содержание стронция колеблется от 0,41 до 2 %, в ангидрите - от 0,11 до 1,0 %, что превышает содержание стронция в полигалите и ангидрите из других литологических разновидностей полигалитовой и ангидритовой пород.

Выявленные особенности строения и закономерности размещения ангидрит-полигалитовых слоев, встречающихся у пластов калийных солей, позволяют судить об условиях их образования. По нашему мнению, эти слои образовались в результате реакции двух типов рассолов - сульфатно-магниевых из пластов калийных солей и хлоркальциевых из соленосной брекчи. Исследования поровых растворов глин Стебникского месторождения /Валяшко и др., 1974/ показали, что в пределах пластов калийных солей и в непосредственной бли-

зости от них развиты сульфатно-магниевые растворы, являющиеся захороненными рассолами солеродного бассейна, а в соленосной брекчии между пластами калийных солей – хлоркальциевые растворы, образовавшиеся в результате прямой метаморфизации исходных сульфатно-магневых рассолов.

Хлоркальциевые рассолы являются химически неравновесными с отложениями сульфатных солей, возможное их взаимодействие экспериментально изучено М.Г. Валяшко и др. /1973/. Однако полученные нами данные показывают, что раньше, чем хлоркальциевые рассолы достигнут толщи сульфатных калийных солей, они встречаются с маточными сульфатными рассолами. Естественно, что место соприкосновения химически неравновесных сульфатных и хлоркальциевых растворов является своеобразным геохимическим барьером и именно здесь на стадии диагенеза кристаллизовались полигалит и ангидрит. Со стороны калийных солей, т.е. со стороны поступления ионов калия, магния, сульфат-иона, отлагался полигалит, а со стороны соленосной брекчии, откуда поступали ионы кальция, – ангидрит. На этом сульфатном геохимическом барьере осаждался также стронций – как изоморфная примесь в полигалите и ангидрите, а также в виде целестина.

Вопрос о возможности отложения сульфата кальция непосредственно из растворов в виде ангидрита является дискуссионным. В течение многих лет полагали, что гипс кристаллизуется из водного раствора при температуре ниже 40 °С, что ангидрит является стабильной фазой выше этой температуры и что с повышением солености снижается температура перехода гипс – ангидрит. Однако образование ангидрита из раствора в виде первичной фазы не удалось подтвердить экспериментально – всегда стабильной фазой остается гипс /Мельникова и др., 1977/. Как стабильная первичная фаза ангидрит был получен в условиях очень высокой перенасыщенности /Cruft, Chao, 1969/, т.е. высокого содержания ионов кальция и сульфат-ионов. Трудность получения ангидрита в виде первичной фазы исследователями объясняется особенностями кинетики зарождения кристаллов ангидрита.

При образовании ангидрит-полигалитовых слоев на сульфатном геохимическом барьере концентрация ионов кальция и сульфат-ионов была очень высокой. Температура в залежах калийных солей во время образования ангидрит-полигалитовых слоев тоже достигала достаточно высоких значений: по данным изучения включений установлено, что на стадиях диагенеза и катагенеза температура поднималась до 60–80 °С /Ковалевич, 1978/. Поэтому мы полагаем, что ангидрит в ангидрит-полигалитовых слоях мог кристаллизоваться непосредственно из растворов.

Полигалит и ангидрит росли навстречу друг другу, вытесняя и раздвигая глину и галит незатвердевшей еще соленосной брекчии. Вследствие этого слои извилистые, сложную конфигурацию имеет граница полигалитовой и ангидритовой частей слоя. В пользу образования описываемых слоев на стадии диагенеза свидетельствует очень низкая проницаемость литифицированных соляных пород. Мощность слоев и расстояние, на которое они удалены от пластов калийных солей, возможно, зависят от проницаемости осадков и объемов растворов, отжимаемых при литификации пород.

Контакт полигалитовой и ангидритовой частей слоя, очевидно, был проницаемым для растворов. В полигалите и ангидрите по обе стороны от контак-

та наблюдается перекристаллизация, в некоторых слоях на контакте происходило метасоматическое замещение полигалита ангидритом или ангидрита гипсом. Это свидетельствует о том, что сульфатные и хлоркальциевые растворы с перерывами продолжали поступать и на более поздних стадиях существования породы. Растворы одного состава обусловили метасоматическое замещение полигалита ангидритом, другого – полигалитизацию таких метасоматических кристаллов ангидрита. Поскольку эти процессы шли в литифицированной породе, они имеют локальное распространение.

Образование гипса, замещающего полигалит или ангидрит, по-видимому, связано с ограниченным поступлением поверхностных вод.

При складчатости и надвигообразовании ангидрит–полигалитовые слои были разбиты поперечными трещинами, впоследствии залеченными полигалитом, ангидритом, сильвином, галитом.

Для Стебниковского месторождения В.К. Липницкий и А.Е. Ходьков /1971/ описали слои ангидрит–полигалитового состава мощностью 0,5–1 м, оконтуривающие с лежащей и висящей сторон "обессоленную зону" – зону, сложенную слабозасоленными карбонатными глинами ("мыдляркой"). Образование этих ангидрит–полигалитовых слоев объяснено взаимодействием двух типов рассолов – сульфатных из соленосной брекчии и хлоридных из "обессоленной зоны". В.К. Липницкий и А.Е. Ходьков отмечают, что для терригенно–соленосных отложений (соленосной брекчии) верхневортыщенской свиты характерен только сульфатный тип рассолов, и исключают возможность появления в рассолах хлоридов кальция путем обменных процессов. Противоречивые данные о составе рассолов из соленосной брекчии, приведенные М.Г. Валяшко и др. /1974/ и В.К. Липницким, могут быть объяснены различным составом растворов в разных частях отложений. Очевидно, в соленосной брекчии встречаются растворы как хлоркальциевого, так и сульфатного типа. Так, по данным В.М. Ковалевиича /1978/, растворы включений в крупнокристаллическом галите из соленосной брекчии могут быть как сульфатно–магниевыми, так и хлоркальциевыми. Внутри или вблизи калийных линз растворы включений в крупнокристаллическом галите имеют исключительно сульфатный состав. Не вдаваясь в дискуссию о составе рассолов в соленосной толще, отметим, что геохимический барьер может проходить не только между пластами калийных солей и вмещающей их соленосной брекчией, но и между соленосной брекчией и слабозасоленными рассланцованными глинами ("мыдляркой"). И в том, и в другом случаях на таком сульфатном геохимическом барьере встречаются ангидрит–полигалитовые слои. По-видимому, подобные образования должны залегать также на границе калийно–магниевого хлоридно–сульфатных отложений и вмещающих их толщ в других регионах.

Из всего изложенного выше материала следует вывод, что ангидрит–полигалитовые слои в соленосных отложениях Предкарпатья не являются ни поисковым признаком на залежи калийных солей, ни маркирующими слоями.

## Список литературы

- Б и р и н а Л.М. Скелетные, дендритовидные и пламеневидные выделения ангидрита // Минерал. сб. Львов. ун-та. - 1966. - Вып. 20, № 1. - С. 104-107.
- В а л я ш к о М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. - 397 с.
- В а л я ш к о М.Г., Б о г а ш о в а Л.Г., Б о р и с е н к о в В.И. и др. Формирование химического состава поровых растворов соленосных глин Стебникского месторождения калийных солей // Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. - Киев: Наук. думка, 1974. - С. 183-190.
- В а л я ш к о М.Г., Б о р и с е н к о в В.И., В о л к о в а Н.Н. Экспериментальное изучение взаимодействия хлоркальциевых рассолов с сульфатными солями галогенных отложений // Геохимия. - 1973. - № 8. - С. 1220-1228.
- Г р и н и в С.П., Й о р ы ш З.И., С к у л ь с к а я Л.И. Калистронцит из Стебникского месторождения калийных солей // Минерал. сб. Львов. ун-та. - 1986. - Вып. 2, № 40. - С. 74-78.
- И в а н о в А.А., В о р о н о в а М.Л. Галогенные формации. - М.: Недра, 1972. - 328 с.
- К о в а л е в и ч В.М. Физико-химические условия формирования солей Стебникского калийного месторождения. - Киев: Наук. думка, 1978. - 98 с.
- К о р и н ь С.С., М о с о р а Т.М. Определение структурного положения и корреляция пластов Калуш-Гольнского месторождения с помощью маркирующей пачки полигалит-галитовых пород // Осадочные породы и руды: Материалы науч. совещания (Керчь; Калуш, 1977). - Киев: Наук. думка, 1978. - С. 172-177.
- Л и п н и ц к и й В.К., Х о д ь к о в А.Е. К вопросу о происхождении "обессоленных зон" в верхневоротыщенских отложениях Стебникского месторождения // Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1971. - С. 152-160.
- М е л ь н и к о в а З.М., М о ш к и н а И.А., К о л о с о в А.С. Физико-химические исследования условий формирования ангидрита и гипса // Проблемы соленакпления. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - Т. 1. - С. 128-134.
- Х о д ь к о в а С.В. Генетическая природа разных форм полигалита // Проблемы морского и континентального галогенеза: Тез. IV Всесоюз. солевого совещания (Новосибирск, 30 авг. - 1 сент. 1988 г.) - Новосибирск, 1988. - С. 78.
- Я р ж е м с к и й Я.Я. К вопросу генезиса полигалита в калийных месторождениях // Тр. ВНИИГ. - 1954. Вып. 29. - С. 223-259.
- C r u f t E.F., C h a o P.C. Kinetik considerations of gypsum-anhydrite transition // 3-rd International Salt Symposium, Cleveland. - Ohio, 1969. - P. 231-234.

<u>В.И. Борисенков.</u> Минералого-геохимические параметры галогенных толщ .....	3
<u>О.И. Петриченко, В.М. Ковалевич.</u> К вопросу о закономерностях связи полезных ископаемых с эвапоритами морского генезиса .....	17
<u>Э.А. Высоцкий.</u> Тектонические типы бассейнов калиенакопления .....	23
<u>В.С. Деревягин.</u> Акцессорный бор в солях калийных месторождений .....	29
<u>Ю.А. Третьяков.</u> Закономерности распространения синего галита в калийных месторождениях .....	35
<u>С.А. Филиппов.</u> Морфогенетические разновидности зон разубоживания и замещения продуктивных пластов калийных месторождений и их классификация .....	41
<u>В.Г. Чайкин, Ю.В. Баталин, Е.Ф. Станкевич.</u> Рудно-формационная классификация месторождений природной соды .....	47
<u>Ю.В. Баталин, Р.Р. Туманов, А.К. Вишняков, Б.С. Реморов.</u> Горно-геологические особенности строения и экономические перспективы освоения Непского месторождения сильвинитов .....	55
<u>А.К. Вишняков, С.Ф. Филиппов, В.С. Лозовой, Т.З. Лыгина,</u> <u>М.М. Дрешер, С.В. Асафьева, А.С. Михеева.</u> Минералогические особенности сильвина и минералого-геотехнологические свойства сильвинитов Непского месторождения .....	60
<u>В.П. Данилова, Р.Г. Матухин, П.Н. Соколов.</u> Геохимия битумоидов девонских соленосных отложений Сибирской платформы .....	65
<u>В.С. Деревягин, С.А. Свидзинский, А.С. Макаров, О.М. Кисиленко.</u> Хлоридная минерализация соляной толщи и литолого-фациальные особенности пластов калийных и магниевых солей Приволжской моноклинали .....	77
<u>Г.С. Утарбаев, М.Д. Диаров.</u> Строение верхней сульфатной толщи скрытопрорванных соляных куполов и связанных с ними залежей горно-химического сырья .....	84
<u>М.Д. Диаров, К.Т. Тухфатов, Г.С. Утарбаев, С.М. Оспанов.</u> К вопросу закономерности размещения залежей калийных солей соляно-купольных структур Прикаспийской впадины .....	89
<u>М.Д. Диаров, И.К. Вакурова.</u> Особенности распределения брома - показатель условий формирования борно-калийных солей .....	92

<u>К.А. Маврин</u> . Эволюция геогидродинамических систем (ГТДС) и формирование полезных ископаемых соленосных осадочно-породных бассейнов (на примере Южного Предуралья) .....	96
<u>А.Н. Иمامеев, В.И. Гусев, В.К. Маильяц, И.С. Плещеев, В.Ф. Горяинов, К.Г. Натфуллин, Б.Ф. Иваньшин</u> . Соляная залежь солончака Мертвый Култук и условия ее образования .....	105
<u>И.А. Одесский, К.Л. Кокорева</u> . Вещественные критерии выбросоопасности мульд погружения .....	109
<u>Н.С. Петрова, Р.К. Шабловская</u> . Об участии вулканического материала в формировании позднефаменских калиеносных отложений Припятского прогиба .....	112
<u>А.Л. Протопопов</u> . Некоторые аспекты литолого-петрографической типизации мульд погружения .....	119
<u>С.М. Обровец, Э.А. Высоцкий, В.З. Кислик</u> . Литолого-фациальное районирование калиеносной субформации Припятского прогиба .....	125
<u>Э.А. Высоцкий, В.З. Кислик, Э.В. Седун, В.Н. Вишневский</u> . Зоны замещения в III калийном горизонте Краснослободского участка и критерии их прогнозирования .....	132
<u>Б.А. Протасевич</u> . Палеотектоническая обстановка и характер калиенакопления во время образования калиеносной субформации Припятского прогиба .....	138
<u>Н.М. Джиноридзе, Н.В. Мелкова, А.Н. Павленский, А.Л. Протопопов, М.С. Рогова</u> . Термодинамофлюидальные текстуры и структуры соляных пород Верхнекамского месторождения – индикаторы интенсивности и времени проявления тектонических деформаций .....	144
<u>А.С. Зуева</u> . О мощности калийных солей в связи со структурным положением подсолевых горизонтов .....	153
<u>Ю.А. Третьяков, Л.Н. Морозов</u> . Микростратиграфия зон разубоживания Верхнекамского калийного месторождения .....	158
<u>Н.М. Джиноридзе, О.В. Киселева, В.М. Ковалевич, Н.В. Кузнецов, Н.В. Мелкова, А.Н. Павленский, А.И. Поликарпов</u> . К проблеме происхождения зон "замещения" в пределах Верхнекамского месторождения .....	165
<u>В.А. Шамахов</u> . Прогноз зон разубоживания пласта Кр. II Верхнекамского месторождения калийных солей .....	175
<u>Е.И. Синявский, И.Н. Тихвинский</u> . Условия образования и размещения месторождений сульфата натрия на территории Казахстана и Средней Азии .....	178
<u>С.П. Гринив</u> . Условия образования ангидрит-полигалитовых слоев калиеносных отложений Предкарпатья .....	181

Научное издание

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Редактор издательства А.М. Самсоненко  
Художественный редактор М.Ф. Глазырина  
Художник А.И. Смирнов  
Технический редактор Н.М. Остроумова

---

ИБ № 34659

Сдано в набор 05.09.90. Подписано к печати 19.09.90.  
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.  
Усл. печ. л. 15,6. Усл. кр.-отт. 15,9. Уч.-изд. л. 15.  
Тираж 600 экз. Заказ № 284. Цена 3 руб.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск,  
ул. Станиславского, 25.