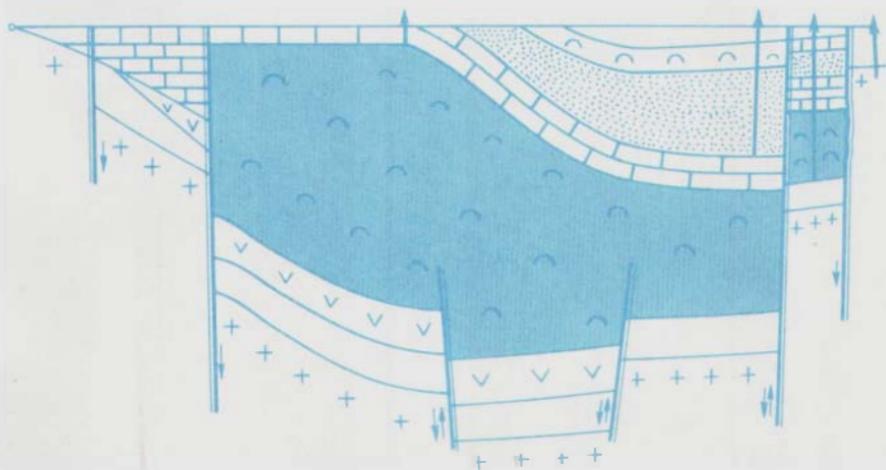




НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
**СОЛЕНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ**
СОВЕТСКОГО СОЮЗА



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
**СОЛЕНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ**
СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Ответственные редакторы:
академик А.Л. ЯНШИН,
кандидат геолого-минералогических наук
Г.А. МЕРЗЛЯКОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1986

Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. — М.: Наука, 1986. — 232 с.

В сборнике приводятся новые данные по геологическому строению большинства известных бассейнов и регионов древнего соленакопления, известных на территории Советского Союза. Большое внимание уделено литолого-фациальным закономерностям строения соленосных отложений и выяснению на этой основе особенностей формирования и размещения в солеродных бассейнах залежей полезных ископаемых. Рассматриваются вопросы палеогеографической и палеотектонической приуроченности соленосных бассейнов, особенности строения соленосных формаций различного возраста.

Рецензенты:

Р.Г. Матухин, Ю.Н. Занин

**НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ СОЛЕНОСНЫХ БАСЕЙНОВ
СОВЕТСКОГО СОЮЗА**

*Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики им. 60-летия Союза СССР СО АН СССР*

Редактор *В.Я. Енюкова*. Редактор издательства *И.С. Власов*
Художник *А.Г. Кобрин*. Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *Г.А. Фетисова*. Корректоры *О.А. Пахомова, Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 31595

Подписано к печати 11.05.86. Т.—03538. Формат 60×90^{1/16}
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,5+1,5 вкл. Урл.кр.-отг. 16,2. Уч.-изд.л. 20,2. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 308. Цена 3р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
190034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗОНАЛЬНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ЛИТОКОМПЛЕКСОВ КАЛИЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Характер размещения осадков в калиеносных бассейнах определяется динамикой тектонических структур подсолевого фундамента, к которым они приурочены, литологией окружавшей их суши и палеогеографической обстановкой, существовавшей в данных регионах в периоды соленакопления (климат, питание солеродных бассейнов водами океана и с континента и др.). Как и в каждом галогенном бассейне, в калиеносном последовательность отложения хемогенных осадков (в разрезе и по площади) определялась в основном физико-химическими законами, и прежде всего различной степенью растворимости солей. Сносившиеся в солеродные бассейны терригенные и частично карбонатные компоненты отлагались в соответствии с законами механической осадочной дифференциации. При этом галогенная седиментация периодически прерывалась вследствие разбавления рапы.

Таким образом, на ход галогенной седиментации в солеродных бассейнах существенное влияние оказывали специфика ритма их погружения (а также отдельных их блоков, участков), характер пополнения их океанической водой, метаморфизация их рапы водами суши, сезонные и более частые изменения концентрации и температуры рапы, определяемые тектоническим, палеогеографическим и климатическим факторами. Для калиеносных формаций, обычно имеющих наиболее значительные габариты из всех типов галогенных формаций, чаще характерно более или менее четко проявленное концентрически-зональное размещение их литокомплексов [Корневский, 1970].

Литокомплексы калиеносных формаций по площади почти всегда резко обособляются на периферийные бессолевые и внутренние соляные. Периферийные литокомплексы, обрамляющие калиеносные формации, по сравнению с соляными обычно имеют значительно меньшие площади распространения и на картах отрисовываются в виде сравнительно узких полос или каемок. Ширина полос распространения этих литокомплексов и степень их извилистости, равно как и локальные изменения (особенности) их литологии, определяются спецификой литологии, рельефа и гидрографии прилегающих областей сноса. Периферийные литокомплексы в наиболее полных рядах характеризуются обычно последовательной сменой терригенных, терригенно-карбонатных и терригенно-карбонатно-сульфатных литокомплексов от границ калиеносных формаций внутрь их площадей. Локально некоторые литокомп-

лексы могут выпадать либо появляются дополнительные переходные литокомплексы (например, с рифовыми фациями, конусами выноса и др.).

Для периферийных литокомплексов калиеносных формаций, образовавшихся в предгорных прогибах, отмечается специфичная асимметричная дифференциация литонаборов. В приорогенной полосе прогибов они сложены преимущественно терригенными породами, а порою включают и грубообломочные. В приплатформенной полосе периферийные литокомплексы существенно карбонатные. В терригенных и карбонатных породах периферийных комплексов нередко обнаруживаются горизонты с целестиновой, барит-целестиновой, флюоритовой, полиметаллической и марганцевой минерализацией [Корневский, 1973]. Сульфатно-карбонатные литокомплексы близ зон региональных разломов локально содержат промышленное осережение. Таким образом, и периферийные литокомплексы, изучению которых до сих пор часто не уделялось должного внимания, представляют в ряде случаев несомненный практический интерес. Пренебрежительное отношение к ним литологов потенциально таит в себе возможность неосуществленных открытий новых парагенезисов, связанных с ними минерализации и полезных ископаемых.

В галогенных регионах, особенно при наличии миграции галогенов с термальными и гипергенными водами, следует учитывать активную роль галогенов в извлечении, переносе и осаждении различных рудных компонентов. Именно поэтому необходимо уделять достаточно внимания изучению не только соляных, но также карбонатных и терригенных пород как в периферийных комплексах галогенных формаций, так и в непосредственно вмещающих их толщах. Бытующее невнимание к их литологии неоправдано.

Соляные литокомплексы калиеносных формаций накапливались на наиболее интенсивно прогибавшихся площадях солеродных бассейнов (тектонических структур), они имеют более значительные мощности и представлены самыми разнообразными и полными литонаборами пород по сравнению с оконтуривающими их периферийными литокомплексами тех же калиеносных формаций.

Галогенные формации — образования ритмичные. Ритмичность наиболее крупных порядков обусловлена наличием длительных периодов рассолонения солеродных бассейнов, которым соответствует формирование терригенных, а затем карбонатных пород. Это начальные элементы крупных ритмов в разрезах галогенных формаций. Далее следовало возобновление садки сульфата кальция, затем галита и, наконец, калийно-магниевых солей.

Горизонты начальных элементов крупных ритмов обычно отлагались на более обширных территориях, чем осадки последующих элементов. В связи с этим периферийные литокомплексы галогенных формаций и сложены преимущественно терригенными и карбонатными породами начальных элементов крупных ритмов. Именно эта территория солеродных бассейнов затапливалась в периоды крупных рассолонений и освобождалась от рапы (осушалась) при восстановлении ее солености до стадии садки гипса и особенно галита. На ней соли либо не отлагались, либо размывались.

Характер последовательности отложения, присущий крупным ритмам галогенных формаций, в принципе выдерживается и в смене литокомплексов этих формаций от периферии к их центральным частям. В разрезах этих ритмов (снизу) горизонты терригенных пород сменяются карбонатными, затем ангидритами и каменной солью, включающей залежи калийно-магниевого солей. В рядах же литокомплексов периферийные (преимущественно терригенные) комплексы сменяются карбонатными, затем ангидритовыми, далее галитовыми и, наконец, калиеносными. Если крупные ритмы разрезов галогенных формаций определяют размещение полос основных литокомплексов, то ритмичность более мелких порядков усложняет литонаборы и способствует возникновению переходных литокомплексов.

Так как соляные литокомплексы формировались на наиболее интенсивно прогибавшихся площадях солеродных бассейнов, то их мощность, как правило, значительно больше, чем мощность бессолевых литокомплексов. Часто изменение мощности от бессолевых к соляным литокомплексам происходит резко. Иногда это изменение контролируется разломами в подсолевом фундаменте. Для бессолевых литокомплексов галогенных формаций местами отмечаются локальные увеличения их мощностей. В преимущественно терригенных литокомплексах они связаны с конусами выноса, в существенно карбонатных — с наличием рифогенных образований, а в преимущественно сульфатных — с формированием ангидритовых валов.

Калиеносные литокомплексы обычно находятся внутри площадей распространения галитового или ангидрито-галитового литокомплексов. Однако на отдельных площадях калиеносных формаций ряд соляных литокомплексов начинается не галитовым, а непосредственно одним из калиеносных литокомплексов. Это характерно как для впадин и блоков, примыкавших к краевым разломам, так и для кутовых частей солеродных бассейнов, в которых площади калиеносных частей локально перекрывали площади галитонакопления. На этих площадях, а также на поднятиях разрезы и мощности калиеносных литокомплексов часто сокращены. Наборы калийно-магниевого солей характеризуют подтипы калиеносных формаций, каждый из которых представлен специфическими рядами калиеносных литокомплексов [Корневский, 1981а].

По материалам изучения отечественных и зарубежных калиеносных формаций мы выделяем три их подтипа: хлоридный (верхнекамский), сульфатно-хлоридный (прикаспийский) и сульфатный (предкарпатский). Наиболее часто распространены калиеносные формации хлоридного подтипа (верхнекамская, гаурдакская, припятская, восточносибирская и др.). Несколько меньше калиеносных формаций сульфатно-хлоридного подтипа (прикаспийская, днепровско-донецкая, прибалтийская — все пермские). Почти уникальны сульфатные калиеносные формации (предкарпатские, сицилийская).

У калиеносных формаций хлоридного подтипа внутри контура галитового литокомплекса располагается площадь сильвино-галитового, а в ней еще и карналлитово-сильвино-галитового литокомплексов. Набор калиеносных литокомплексов в калиеносных формациях хлорид-

ного подтипа, таким образом, самый простой. В некоторых формациях он ограничивается лишь одним сильвино-галитовым литокомплексом (Рейнский грабен). Последующее воздействие процессов метаморфизации и гипергенеза иногда усложняет размещение литокомплексов, благодаря образованию зон замещения и преобразования в пластах калийных солей.

Для калиеносных формаций сульфатно-хлоридного подтипа крайним калиеносным литокомплексом является полигалито-галитовый. В рядах литокомплексов он сменяется полигалито-сильвино-галитовым (иногда сильвино-галитовым или кизерито-сильвино-галитовым), затем карналлит-сильвино-галитовым и, наконец, бишофито-карналлит-сильвино-галитовым. Площадь распространения последнего литокомплекса обычно приурочена к участкам наиболее интенсивного прогибания дна солеродных бассейнов, естественно, с учетом миграции их осевых зон ко времени садки карналлита и бишофита.

Для калиеносных формаций сульфатно-хлоридного подтипа характерны наличие залежей бишофита, бороносность некоторых магнийсодержащих пород, высокая магниальность карбонатных пород (вплоть до наличия прослоев магнезита). В разрезах этих формаций изредка встречаются проявления и даже пропластки сульфатных калийно-магниевых солей — каинита и лангбейнита. Локально в калиеносных формациях этого подтипа между галитовым и калиеносными литокомплексами иногда выделяются переходные — тенардито-галитовый (Прикаспий) и другие некалиеносные сульфатно-галитовые литокомплексы. Разнообразие минеральных парагенезисов в формациях данного подтипа привлекает к ним особое внимание как к обладающим значительным комплексом полезных ископаемых [Корневский, 1973].

Калиеносные формации сульфатного подтипа представлены сильвино-каинито-галитовым, каинито-галитовым, лангбейнито-каинито-галитовым и калиеносными литокомплексами с более пестрым набором калийно-магниевых солей (типа хартзальца и смешанных). Сильвинсодержащие литокомплексы встречаются преимущественно в периферийных частях формаций этого подтипа. Они образовались в условиях метаморфизации рапы бассейнов водами прилегающей суши. Лангбейниты образовывались преимущественно в центральной части солеродных бассейнов из более концентрированной рапы с минимальным содержанием терригенной взвеси. Здесь соли потенциально могли погружаться на более значительные глубины и подвергаться термометаморфизму.

Для сульфатного подтипа калиеносных формаций, накапливавшихся в узких вытянутых солеродных бассейнах, в которые поступало много терригенного материала, зональность в размещении калиеносных литокомплексов проявляется менее четко. Садка калийно-магниевых солей в этих солеродных бассейнах осуществлялась в условиях значительного изменения гидрохимического режима рапы. Этот подтип калиеносных формаций представлен дефицитными калийно-магниевыми солями, потребность в которых ныне высока. Количество таких формаций невелико, точнее, они единичны, и ресурсы связанного с

ними сырьё ограничены. К ним поэтому проявляется огромный интерес галургов.

Каждый из трех указанных подтипов калиеносных формаций специфичен не только литологией соляных, но и периферийных бессолевых литокомплексов. От калиеносных формаций хлоридного подтипа к формациям сульфатно-хлоридного и далее в формациях сульфатного подтипов увеличивается степень глинистости их разрезов, уменьшаются карбонатонасыщенность, количество и мощность ангидритовых пластов. Это направленное изменение роли карбонатных и терригенных пород в разрезах трех подтипов калиеносных формаций, связанное с разрастанием суши, в свою очередь, определяет тенденцию эволюции подтипов калиеносных формаций на протяжении фанерозоя от хлоридного в палеозое к сульфатно-хлоридному с перми и далее к сульфатному в неогене [Корневский, 1973, 19816].

В пределах крупных интенсивно прогибавшихся тектонических структур, имевших блоковое строение подсолового ложа, в период садки калийных солей солеродный бассейн мог дифференцироваться в нескольких впадинах. Даже при направленном устойчивом характере прогибания калиеносные литокомплексы галогенных формаций, образовавшихся на площади таких региональных структур, могли быть также разобщены. В этом случае единое концентрически-зональное расположение их площадей, естественно, нарушается. Однако и в различных впадинах таких солеродных бассейнов калиеносные литокомплексы, даже отличающиеся степенью калиенасыщенности разрезов, обычно представлены калийно-магниевыми солями довольно близкого состава. Правда, иногда и в соседних впадинах названия литокомплексов не совпадают, что, однако, связано с различной полнотой калиеносной части разрезов в этих впадинах.

Элементы такого характера распространения калиеносных литокомплексов отмечаются в миоценовых калиеносных формациях Предкарпатского прогиба, где они, правда, завуалированы интенсивной дизъюнктивной тектоникой. Некоторые геологи считают, что локализация и усложнение дифференциации калиеносных литокомплексов, возможно, имели место даже в кунгурской калиеносной формации Прикаспийской синеклизы.

Разрезы детально изучавшихся калиеносных формаций порою весьма существенно отличаются друг от друга. Некоторые геологи считают, что эти формации настолько индивидуализированы и даже уникальны, что не поддаются типизации. В одном достаточно солидном исследовании, посвященном типизации калиеносных формаций Советского Союза, так и сказано, что каждая из обнаруженных у нас калиеносных формаций представлена своим особым типом не похожим один на другой. А итоговый вывод был прост — классификация этих калиеносных формаций невозможна, так как что ни формация, то новый тип.

Однако за разнообразием и своеобразием разрезов каждой калиеносной формации все же нетрудно обнаружить, что в принципе они имеют много общих, сходных черт. Да и могло ли быть иначе? Все эти калиеносные формации накапливались в пределах крупных одно-

типных тектонических структур, а ведь тектонический фактор являлся определяющим критерием для формирования их объемов (масштабов) и литофациального облика. Общность многих элементов разрезов калиеносных формаций обусловлена также тем, что последние накапливались в особых солеродных бассейнах, питавшихся преимущественно из практически неисчерпаемого единого океанического источника. Именно эти два основных фактора и определяют главнейшие и принципиальные общие закономерности зонального размещения литокомплексов галогенных (в том числе и калиеносных) формаций, характер их литонаборов и полноту разрезов. Поступление солей из других источников (с континента, с глубинными рассолами и др.) сравнительно невелико; оно проявляется обычно только в локальных изменениях разрезов калиеносных формаций [Кореневский, 1973].

Наиболее значительные направленные коренные изменения разрезов калиеносных формаций, приводящие к изменению их подтипов, связаны с фактором геологического времени. Это, в свою очередь, объясняется эволюцией во времени (в течении фанерозоя) химизма солевого состава океанической воды и литологии морских осадков, а также разрастанием суши. На процесс смены подтипов калиеносных формаций от хлоридного к сульфатному (в конечном итоге) существенно влияла как эволюция химизма океанической воды, так и метаморфизация рапы солеродных бассейнов водами, поступавшими с окружающей их суши. Об этом свидетельствует наличие в калиеносных формациях единых солеродных бассейнов — кунгурского Предуралья и Прикаспия и сакмарско-ассельского Днепровско-Донецкой и Бахмутской впадин — одновременно на структурно полуобособленных площадях двух подтипов формаций; хлоридного и сульфатно-хлоридного [Кореневский, 1981б].

Прослеживается определенная связь смены хлоридного подтипа калиеносных формаций на сульфатно-хлоридный в солеродных бассейнах (или их отдельных площадях), на окружающей суше которых широко распространены породы, богатые Mg. В этих формациях обычно имеются бораты, флюорит и другие минералы. Часто при изучении калиеносных формаций и определении их потенциальных литонаборов много дополнительных сведений можно получить, анализируя характер литологии подсолевого ложа, а также суши, окружающей солеродные бассейны, в которых эти формации отлагались. Мимо этих проблем проходить не следует, однако не всегда им уделяется должное внимание.

Систематическое детальное изучение литологии калиеносных формаций и особенно анализ и обобщение этих материалов до составления карт распространения литокомплексов оказывают существенную помощь как при решении генетических проблем, так и при прогнозировании. По существу, эти карты в какой-то мере уже являются и прогнозными, так как они показывают, на каких площадях могут быть обнаружены те или иные разновидности минеральных солей, сульфатные и карбонатные породы, а также полезные ископаемые, сопровождающие галогенные формации [Кореневский, 1973].

Минерагеническая роль галогенных формаций и галогенеза не огра-

ничивается лишь образованием месторождений минеральных солей. Однако последние, являясь ценным минеральным сырьем (особенно учитывая масштабы соленакопления), часто почему-то становились единственными объектами внимания геологоразведчиков, изучавших галогенные формации. Галогены как способствующие извлечению, миграции и последующей новой концентрации различных минеральных компонентов, а также как надежные экраны заслуживают более разностороннего комплексного изучения.

Ныне во многих калиеносных регионах исследуется уже весь литонабор галогенных формаций — как соляные породы, так и бессолевые. В этих формациях практическое значение имеют не только минеральные соли. Часто представленные комплексным сырьем, но иногда и значительный набор других полезных ископаемых. Именно поэтому к калиеносным формациям не следует относиться только как к поставщикам лишь дешевого, чрезвычайно широко распространенного, хотя и очень важного солевого сырья. Правда, в отношении калийно-магниевого солей все еще существуют свои проблемы. Такими, к примеру, являются проблемы дефицита сернокислых калийно-магневых солей, улучшения географического размещения сырьевой базы калийной промышленности, расширения областей применения различных солей и т.д. Галогенные формации (особенно калиеносные) с этих позиций заслуживают еще большего внимания, которое обращено прежде всего на изучение их литологии и сопутствующей минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

Корневский С.М. Закономерности размещения литолого-фациальных комплексов галогенных формаций. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии: Докл. VIII Всесоюз. литол. совещ. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 32—39.

Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.

Корневский С.М. Галогенные формации Русской платформы, их типизация, закономерности размещения и сопутствующая минерализация. — В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981а, с. 122—131.

Корневский С.М. Эволюция калиеносных бассейнов и типов калиеносных формаций на протяжении фанерозоя. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах: Тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещ. Новосибирск: Наука, 1981б, с. 225—227.

С.А. СВИДЗИНСКИЙ

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

При изучении солянокупольных регионов обычно возникает значительное количество местных стратиграфических схем для галогенных образований, что обусловлено спецификой геологического строения исследуемых объектов и сложностью корреляции соленосных разрезов между ними. При этом, естественно, устанавливается в каждом конкретном случае терминология свободного пользования. Мы разделяем точку зрения, что местные стратиграфические схемы имеют право на существование, они знаменуют первые этапы стратиграфических работ в каком-либо районе и могут долго оставаться существенным элементом стратификации данного района [Хедберг, 1978]. Однако по возможности необходимо стремиться к унификации как стратиграфических схем, так и терминологии.

Результаты исследований последних лет показали, что сопоставление разрезов соленосной толщи внешнего обрамления Прикаспийской впадины может быть успешно осуществлено даже при отсутствии керны путем интерпретации каротажных материалов по глубоким скважинам. Попытки же сопоставления разрезов галогенных образований отдельных солянокупольных структур впадины между собой и создания единой стратиграфической схемы для всего Северо-Прикаспийского бассейна из-за слабой обоснованности, оказались малоубедительными. Варианты региональных схем расчленения и корреляции галогенных отложений [Дияров, 1971, 1974; Горбов, 1973; Шафино, 1975; Тихвинский, 1973, 1974, 1976а,б; Жарков, 1974] весьма условны, основаны на попытках проследить те или иные литологические пачки или горизонты (преимущественно интервалы калийно-магниевого пород) по всей обширной территории, хотя палеотектонические и палеогеографические условия соленакопления на различных его участках были, судя по составу отложений, весьма неоднородны.

Многие исследователи вслед за Н.И. Буюловым [1937] приходят к выводу, что галогенез в Прикаспии, особенно в завершающие этапы образования отдельных ритмопачек, происходил не в едином седиментирующем бассейне, а в системе полуизолированных или изолированных локальных бассейнов, водоемов, ванн [Тхоржевский, 1970; Казанцев и др., 1974а; Станкевич, 1978; Комиссарова, 1979; Деревягин, 1981; Свидзинский и др., 1980]. Учитывая подобную вероятность, необходимо к проблеме корреляции разрезов галогенных комплексов в региональном плане подходить с особой осторожностью. Обоснованное сопоставление разрезов отдельных солянокупольных структур Прикаспийской впадины между собой, а также с разрезами моноклинально залегающих образований в обрамлении должно базироваться на их детальном литолого-фациальном изучении, выявлении генетической последовательности накопления осадков и особенностей

Рис. 1. Западная часть Северного Прикаспия. Схема расположения скважин:

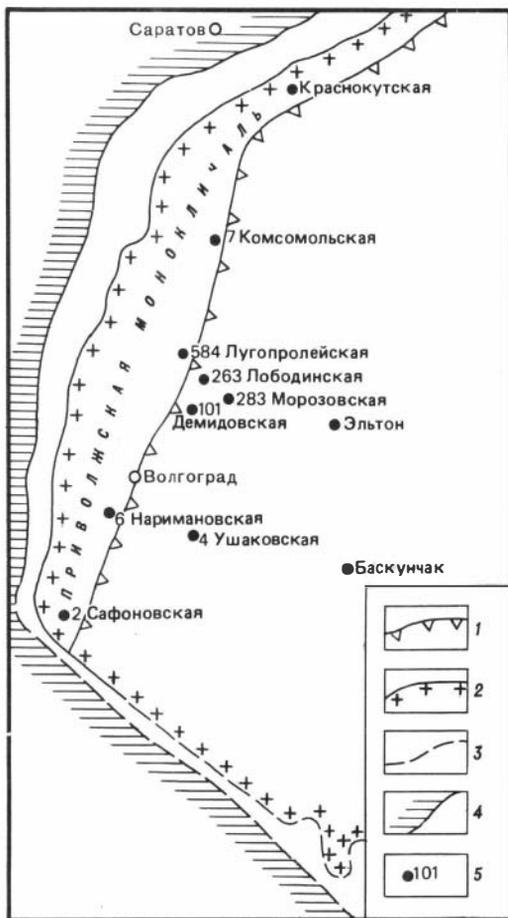
1 — бортовой уступ Прикаспийской впадины; 2 — граница распространения соленосной толщи; 3 — глубинные нарушения, разделяющие крупные тектонические элементы; 4 — область отсутствия кунгурских галогенных образований; 5 — солянокупольные структуры (Эльтон, Баскунчак) и отдельные скважины, разрезы по которым в интервале галогенной толщи используются в схемах корреляции (см. рис. 2, 3).

строения и состава каждой ритмопачки, слагающей галогенную толщу. Это возможно прежде всего для структур, соленосные образования которых хорошо представлены керновым материалом и(или) в разрезе которых выделяются калиеносные интервалы со специфическими, выдержанными по площади каротажными характеристиками.

Основываясь на отмеченных принципах, удалось [Свидзинский и др., 1980] надежно увязать между собой сводные разрезы куполов Эльтон и Баскунчак, а также отдельных глубоких

скважин, расположенных западнее этих структур, т.е. в прибортовой зоне развития соляных антиклиналей (рис. 1). Однако до последнего времени оставался нерешенным вопрос обоснованной взаимоувязки разрезов галогенных образований западной части Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали.

В разработке схемы расчленения и корреляции разрезов кунгурских соленосных пород Приволжской моноклинали принимали участие многие исследователи [Ермаков и др., 1968; Виноградова, Ощепков, 1969; Бражников и др., 1970; Ермаков, 1971; Шафиро, 1972, 1975, 1977; Казанцев и др., 1974б; Белоножко и др., 1977; Деревягин и др., 1981]. При этом они оперировали исключительно каротажными материалами, поскольку на этой территории расположены только скважины нефтяных организаций, бурение которых практически производилось без выноса керна. Тем не менее корреляция разрезов осуществлена надежно, что объясняется их хорошей каротажной информативностью, а также относительно спокойным и выдержанным на площади залеганием выделяемых в составе галогенной толщи ритмопачек. В качестве примера мы приво-



дим схему корреляции наиболее представительных разрезов скважин, расположенных равномерно по всей рассматриваемой территории (см. рис. 1, 2).

В последние годы Волгоградской геологоразведочной экспедицией в самой северной и южной частях Приволжской моно клинали пройдены две скважины — 1 Краснокутская и 2 Сафроновская с полным отбором керна по галогенной толще кунгура. Эти скважины впервые позволили получить непосредственную литологическую, минералогическую, петрографическую, химическую и геохимическую информацию о разрезе, существенно дополнившую и уточнившую те представления, которые базировались только на его геофизической характеристике. Соответственно выявились новые, более надежные корреляционные критерии.

На сопоставительной схеме (рис. 3, см. вкл.) приведены разрезы вскрытой части галогенной толщи кунгура по скважинам (слева направо) 1 Краснокутской, 263 Лободинской, 101 Демидовской, 4 Ушаковской, 282 Морозовской и сводные разрезы по Эльтонскому и Баскунчакскому куполам. Такой порядок соответствует местоположению выработок или объектов на плане в направлении с запада на восток (см. рис. 1). При этом, скв. 1 Краснокутская представляет разрез Приволжской моноклинали в целом.

Прежде всего попытаемся осуществить увязку отдельных интервалов разрезов по их каротажной характеристике. Пласт 5 Эльтонского разреза полностью и во всех деталях сохраняется в скв. 282 Морозовской. Это относится также к пласту 6 и галопелит-ангидритовому горизонту (III). В скв. 4 Ушаковской четко фиксируется верхняя часть пласта 5 (слой "в"), его нижняя часть отмечается по незначительному повышению гамма-активности. Пласт 6 присутствует в рассматриваемом разрезе, однако его каротажная характеристика уже менее выразительная. Галопелит-ангидритовый горизонт (III) устанавливается здесь на соответствующем ему стратиграфическом уровне по данным электрокаротажа. В скв. 101 Демидовской пласт 5 обладает такой же гамма-характеристикой, как и в скв. 4 Ушаковской. Сохраняется здесь также слабая аномалия в интервале пласта 6. Расположенный ниже, на стратиграфическом уровне галопелит-ангидритового горизонта (III), базальный пласт имеет в данном случае радиоактивную характеристику, аналогичную "двойному ангидриту" разрезов Приволжской моноклинали. Еще более выразительно "двойной ангидрит" фиксируется на гамма-каротажной диаграмме в скв. 263 Лободинской. Пласт 5 в разрезе этой скважины уже теряет свои привычные черты, характерные для разрезов западной части Прикаспийской впадины. В его составе по скв. 101 Демидовской появляется бишофит, который в скв. 263 Лободинской практически полностью слагает пласт 5. В связи с этим пласт приобретает радиоактивную характеристику, в большей степени сходную с характеристикой реперного пласта E₃ погожской ритмопачки разреза Приволжской моноклинали.

Таким образом, анализ материалов скважинной геофизики позволяет предположить, что стратиграфическим аналогом галопелит-ангидритового горизонта Эльтонского разреза является "двойной ангидрит" Приволжской моно клинали. Соответственно располагающийся ни-

же продуктивный горизонт (II) должен сопоставляться с карпенской ритмопачкой, а продуктивные калийно-магниево-пласты 2 и 3 — с развитыми в составе этой ритмопачки полигалитовыми залежами.

Рассмотрим дополнительные коррелятивные признаки, выявленные при изучении kernового материала скв. 1 Краснокутской. "Двойной ангидрит" сложен здесь в нижней части (реперный пласт Γ_1) доломит-ангидритовыми и ангидритовыми тонкослоистыми породами со значительной примесью глинистого материала. Верхний пласт (D_1) представлен массивной ангидритовой породой. Между этими пластами располагается каменная соль средне-крупнокристаллическая, массивная. Подобное строение имеет и галопелит-ангидритовый горизонт (III) Эльтонского разреза, отличающийся лишь более значительной примесью глинистого материала, слагающего, кроме того, самостоятельный слой в подошве горизонта.

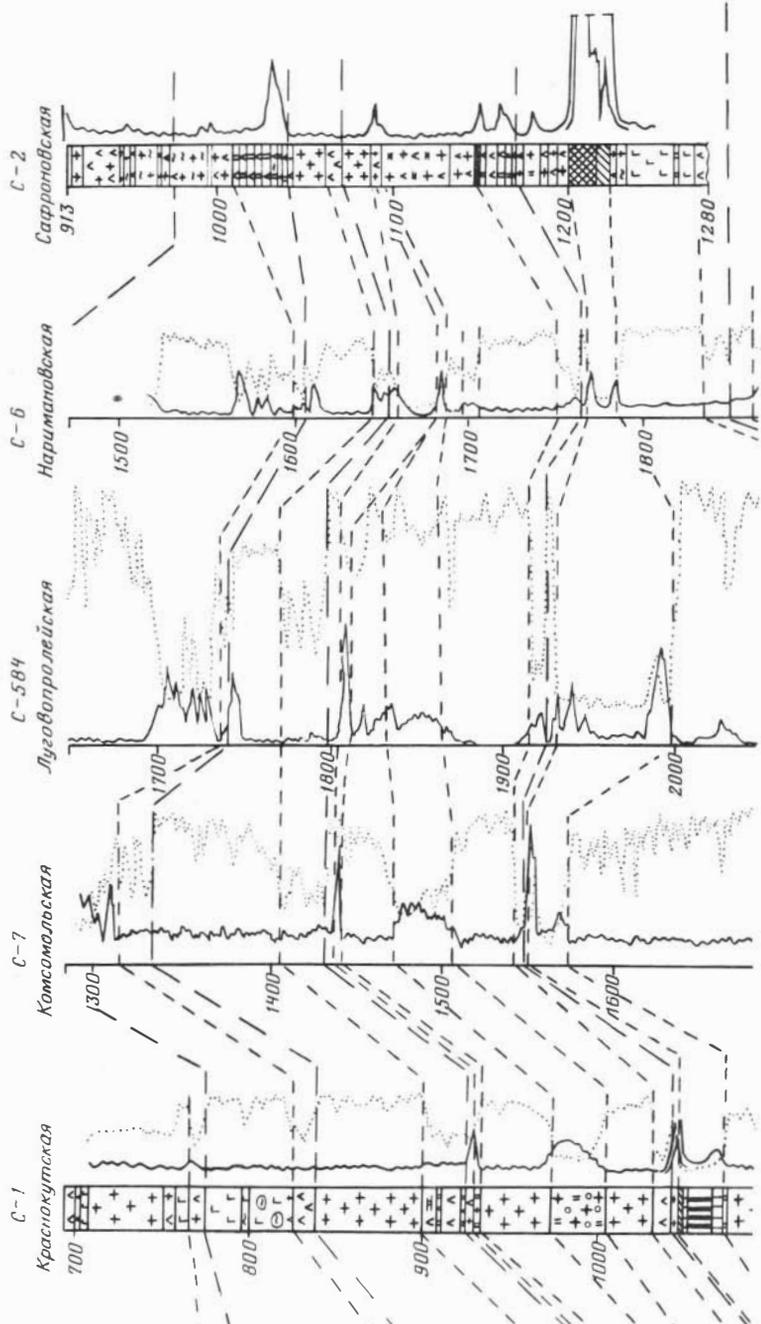
Реперный пласт D_2 луговской ритмопачки на Приволжской моноклинали представлен полигалитовой и полигалит-галитовой породой. Он хорошо прослеживается в западной части Прикаспийской впадины по всем скважинам, приведенным в схеме сопоставления. Состав его постепенно изменяется к востоку от полигалитового и полигалит-галитового (скважины 263 и 101) до карналлитового (скважины 4 и 282).

Выше реперного пласта D_2 каменная соль луговской ритмопачки в пределах Приволжской моноклинали, а также в самой западной приобортовой зоне Прикаспийской впадины (скважины 263 и 101) отличается значительной примесью ангидритового материала, фиксируемого пониженными значениями нейтронного гамма-каротажа. Ангидритовый материал, кроме примеси в каменной соли, образует также самостоятельные прослои. В северной части моноклинали (скв. 1 Краснокутская) и к востоку во впадине (скважины 4 Ушаковская, 282 Морозовская, Эльтон и Баскунчак) количество ангидритового материала в рассматриваемом интервале разреза резко уменьшается.

Реперный пласт E_3 погожской ритмопачки на Краснокутском участке и на основной территории Приволжской моноклинали сложен преимущественно бишофитовой и в меньшей степени сильвинитовой и карналлитовой породами. В крайней южной части региона, в пределах Сафроновского участка, он имеет выдержанный сильвинитовый состав. К востоку, на территории западной части Прикаспийской впадины, рассматриваемый пласт представлен чередованием прослоев каменной соли и калиеносных пород. Характерно, что в прослоях каменной соли величина бромхлорного отношения (0,35—0,54) отвечает стадии садки калийных солей, что доказывает отсутствие глубокого распреснения растворов. Последнее, по мнению И.К. Жеребцовой (1980 г.), позволяет признать, что в период формирования пласта E_3 галогенный бассейн и на территории Прикаспийской впадины достиг стадии садки калийных солей, однако кристаллизация их неоднократно прерывалась поступлением рассолов, отвечающих конечной стадии садки галита.

Скважинами 1 Краснокутской и 2 Сафроновской вскрыт реперный пласт J_2 антиповской ритмопачки, представленный своеобразной

Амшловская-Ж	И ₁	Ритма-пачки
И ₂		
И ₃		
И ₄		
И ₅		
И ₆		
И ₇		
И ₈		
И ₉		
И ₁₀		
И ₁₁		
И ₁₂		
И ₁₃		
И ₁₄		
И ₁₅		
И ₁₆		
И ₁₇		
И ₁₈		
И ₁₉		
И ₂₀		
И ₂₁		
И ₂₂		
И ₂₃		
И ₂₄		
И ₂₅		
И ₂₆		
И ₂₇		
И ₂₈		
И ₂₉		
И ₃₀		
И ₃₁		
И ₃₂		
И ₃₃		
И ₃₄		
И ₃₅		
И ₃₆		
И ₃₇		
И ₃₈		
И ₃₉		
И ₄₀		
И ₄₁		
И ₄₂		
И ₄₃		
И ₄₄		
И ₄₅		
И ₄₆		
И ₄₇		
И ₄₈		
И ₄₉		
И ₅₀		
И ₅₁		
И ₅₂		
И ₅₃		
И ₅₄		
И ₅₅		
И ₅₆		
И ₅₇		
И ₅₈		
И ₅₉		
И ₆₀		
И ₆₁		
И ₆₂		
И ₆₃		
И ₆₄		
И ₆₅		
И ₆₆		
И ₆₇		
И ₆₈		
И ₆₉		
И ₇₀		
И ₇₁		
И ₇₂		
И ₇₃		
И ₇₄		
И ₇₅		
И ₇₆		
И ₇₇		
И ₇₈		
И ₇₉		
И ₈₀		
И ₈₁		
И ₈₂		
И ₈₃		
И ₈₄		
И ₈₅		
И ₈₆		
И ₈₇		
И ₈₈		
И ₈₉		
И ₉₀		
И ₉₁		
И ₉₂		
И ₉₃		
И ₉₄		
И ₉₅		
И ₉₆		
И ₉₇		
И ₉₈		
И ₉₉		
И ₁₀₀		
И ₁₀₁		
И ₁₀₂		
И ₁₀₃		
И ₁₀₄		
И ₁₀₅		
И ₁₀₆		
И ₁₀₇		
И ₁₀₈		
И ₁₀₉		
И ₁₁₀		
И ₁₁₁		
И ₁₁₂		
И ₁₁₃		
И ₁₁₄		
И ₁₁₅		
И ₁₁₆		
И ₁₁₇		
И ₁₁₈		
И ₁₁₉		
И ₁₂₀		
И ₁₂₁		
И ₁₂₂		
И ₁₂₃		
И ₁₂₄		
И ₁₂₅		
И ₁₂₆		
И ₁₂₇		
И ₁₂₈		
И ₁₂₉		
И ₁₃₀		
И ₁₃₁		
И ₁₃₂		
И ₁₃₃		
И ₁₃₄		
И ₁₃₅		
И ₁₃₆		
И ₁₃₇		
И ₁₃₈		
И ₁₃₉		
И ₁₄₀		
И ₁₄₁		
И ₁₄₂		
И ₁₄₃		
И ₁₄₄		
И ₁₄₅		
И ₁₄₆		
И ₁₄₇		
И ₁₄₈		
И ₁₄₉		
И ₁₅₀		
И ₁₅₁		
И ₁₅₂		
И ₁₅₃		
И ₁₅₄		
И ₁₅₅		
И ₁₅₆		
И ₁₅₇		
И ₁₅₈		
И ₁₅₉		
И ₁₆₀		
И ₁₆₁		
И ₁₆₂		
И ₁₆₃		
И ₁₆₄		
И ₁₆₅		
И ₁₆₆		
И ₁₆₇		
И ₁₆₈		
И ₁₆₉		
И ₁₇₀		
И ₁₇₁		
И ₁₇₂		
И ₁₇₃		
И ₁₇₄		
И ₁₇₅		
И ₁₇₆		
И ₁₇₇		
И ₁₇₈		
И ₁₇₉		
И ₁₈₀		
И ₁₈₁		
И ₁₈₂		
И ₁₈₃		
И ₁₈₄		
И ₁₈₅		
И ₁₈₆		
И ₁₈₇		
И ₁₈₈		
И ₁₈₉		
И ₁₉₀		
И ₁₉₁		
И ₁₉₂		
И ₁₉₃		
И ₁₉₄		
И ₁₉₅		
И ₁₉₆		
И ₁₉₇		
И ₁₉₈		
И ₁₉₉		
И ₂₀₀		
И ₂₀₁		
И ₂₀₂		
И ₂₀₃		
И ₂₀₄		
И ₂₀₅		
И ₂₀₆		
И ₂₀₇		
И ₂₀₈		
И ₂₀₉		
И ₂₁₀		
И ₂₁₁		
И ₂₁₂		
И ₂₁₃		
И ₂₁₄		
И ₂₁₅		
И ₂₁₆		
И ₂₁₇		
И ₂₁₈		
И ₂₁₉		
И ₂₂₀		
И ₂₂₁		
И ₂₂₂		
И ₂₂₃		
И ₂₂₄		
И ₂₂₅		
И ₂₂₆		
И ₂₂₇		
И ₂₂₈		
И ₂₂₉		
И ₂₃₀		
И ₂₃₁		
И ₂₃₂		
И ₂₃₃		
И ₂₃₄		
И ₂₃₅		
И ₂₃₆		
И ₂₃₇		
И ₂₃₈		
И ₂₃₉		
И ₂₄₀		
И ₂₄₁		
И ₂₄₂		
И ₂₄₃		
И ₂₄₄		
И ₂₄₅		
И ₂₄₆		
И ₂₄₇		
И ₂₄₈		
И ₂₄₉		
И ₂₅₀		
И ₂₅₁		
И ₂₅₂		
И ₂₅₃		
И ₂₅₄		
И ₂₅₅		
И ₂₅₆		
И ₂₅₇		
И ₂₅₈		
И ₂₅₉		
И ₂₆₀		
И ₂₆₁		
И ₂₆₂		
И ₂₆₃		
И ₂₆₄		
И ₂₆₅		
И ₂₆₆		
И ₂₆₇		
И ₂₆₈		
И ₂₆₉		
И ₂₇₀		
И ₂₇₁		
И ₂₇₂		
И ₂₇₃		
И ₂₇₄		
И ₂₇₅		
И ₂₇₆		
И ₂₇₇		
И ₂₇₈		
И ₂₇₉		
И ₂₈₀		
И ₂₈₁		
И ₂₈₂		
И ₂₈₃		
И ₂₈₄		
И ₂₈₅		
И ₂₈₆		
И ₂₈₇		
И ₂₈₈		
И ₂₈₉		
И ₂₉₀		
И ₂₉₁		
И ₂₉₂		
И ₂₉₃		
И ₂₉₄		
И ₂₉₅		
И ₂₉₆		
И ₂₉₇		
И ₂₉₈		
И ₂₉₉		
И ₃₀₀		



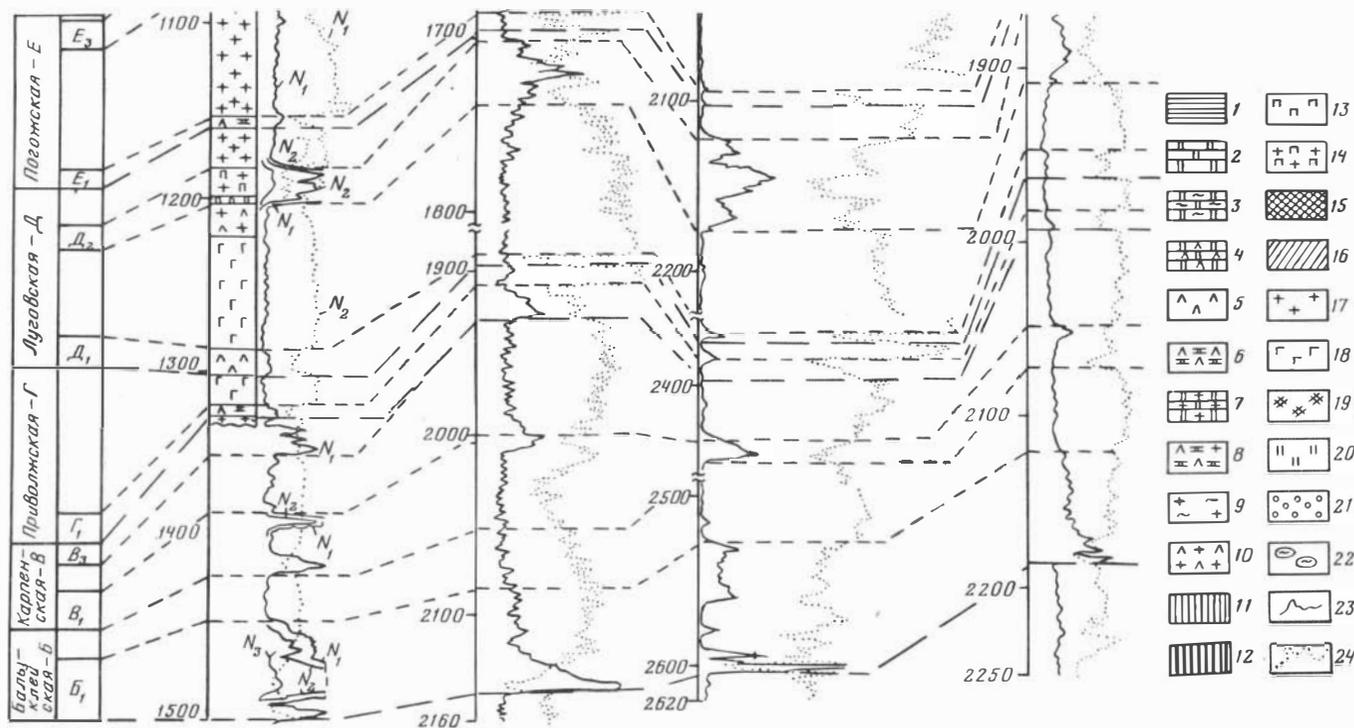


Рис. 2. Схема корреляции разрезов кунгурской галогенной толщи Приволжской моноклинали

1 — глина; породы: 2 — доломитовая, 3 — доломитовая с глиной, 4 — ангидрит-доломитовая, 5 — ангидритовая, 6 — доломит-ангидритовая, 7 — доломитовая с каменной солью, 8 — доломит-ангидрит-галитовая, 9 —

галитовая с глиной, 10 — ангидрит-галитовая, 11 — полигалитовая, 12 — полигалит-галитовая, 13 — сильвинит, 14 — сильвин-галитовая, 15 — карналлитовая, 16 — бишофитовая; каменная соль: 17 — сульфатсодержащая слоистая, 18 — бессульфатная (галитит); примесь: 19 — сильвина, 20 — карналлита; диаграммы: 23 — гамма-каротажные, 24 — нейтронно-гаммакаротажные

бледно-оранжевой каменной солью с волнистыми невыдержанными прослойками ангидрита и примесью карналлита, сильвина, кизерита, полигалита. Этот пласт по литологическим отличиям и характерному набору калийно-магневых минералов хорошо коррелируется с пластом 6 Эльтонского разреза. Примечательно в этом отношении и то, что, кроме продуктивных пластов 2 и 3, значительная примесь кизерита на Эльтоне приурочена только к калиеносному пласту 6.

Располагающийся выше пласт 7 Эльтонского разреза сопоставляется соответственно с реперным пластом Ж₃ антиповской ритмопачки, а пласт 8, по всей видимости, венчает разрез вышележащей пигаревской ритмопачки (реперный пласт З₃). Пласт 9 по положению в разрезе можно отнести к верхам долинной ритмопачки (И). Пласты 10 и 11 предположительно включаются нами в ерусланскую ритмопачку.

Рассмотренный материал позволяет сделать следующее общее заключение. По направлению от линии Эльтон—Баскунчак к западу, т.е. к бортовой части Прикаспийской впадины, постепенно сокращаются мощности отдельных ритмопачек и уменьшается их количество за счет выпадения из разреза в самых верхних его частях. Так, в скважинах 263 Лободинской и 101 Демидовской отсутствуют литолого-стратиграфические подразделения, выделяемые в Эльтонском разрезе и на моноклинали выше пласта 7 или выше антиповской ритмопачки. По-видимому, к этому времени территория Приволжской моноклинали окончательно обособилась от Прикаспийского солеродного бассейна.

Осуществленная автором корреляция разрезов галогенной толщи западной части Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали по геофизическим и литолого-фациальным особенностям слагающих ее ритмопачек подтверждена исследованиями Г.А. Московского и К.М. Сиротина (1981 г.). Проведенное этими авторами изучение эволюции состава рапы седиментирующего бассейна (в основном методами ультрамикрочимического анализа первичных газово-жидких включений в минералах) показало, что наиболее четкой границей изменения состава рапы является подошва галопелит-ангидритового горизонта (III) в Эльтонском разрезе или приволжской ритмопачки (Г) в разрезе моноклинали. В обоих разрезах начало всех остальных горизонтов или ритмопачек не сопровождается столь заметным и длительным распреснением рапы. В качестве второй весьма выразительной границы выделяется подошва верхнего горизонта (V) на Эльтоне и реперный пласт З₁ пигаревской ритмопачки на моноклинали. Эта граница соответствует началу общего регрессивного развития бассейна, его обмелению. В литологическом отношении на моноклинали это отражается в образовании маломощных ритмопачек, в которых базальные ангидрит-доломитовые и ангидритовые пласты составляют значительную часть их мощности. Здесь породы несут следы малоглубинности бассейна и отличаются рядом своеобразных геохимических особенностей. Таким образом, по составу рапы и характеру ее эволюции пигаревская ритмопачка (З) на Приволжской моноклинали хорошо сопоставляется с пачкой А верхнего галитового горизонта (V) на Эльтоне.

Подтверждают вышеотмеченные коррелятивные построения также

материалы геохимических исследований, проведенных в МГУ И.К. Жеребцовой (1980 г.). Так, каменная соль карпенской ритмопачки (В) по скв. 1 Краснокутской характеризуется бромхлорным отношением (0,32—0,24), соответствующим конечной стадии садки галита, близкой к началу образования калийных солей. Резкое и длительное расслоение вод бассейна фиксируется не только минеральным составом реперных пластов Г₁ и Д₁, но и геохимической характеристикой разделяющего их слоя галититов (приволжская ритмопачка Г). В подошве слоя величина бромхлорного отношения в породе составляет всего 0,086—0,087 или ниже величины, соответствующей начальной стадии садки галита. Последнее свидетельствует о том, что рассматриваемый галитит является продуктом поступающих в это время в бассейн десцендентных рассолов, т.е. рассолов растворения галитовых отложений, обедненных Вг. По мнению И.К. Жеребцовой, переотложенной является также нижняя часть (1282—1258 м) галитовых образований располагающейся выше луговской ритмопачки (Д). Величина бромхлорного отношения здесь 0,064—0,092. В интервале 1240—1220 м величина отношения 0,11 уже отвечает самой начальной стадии садки каменной соли.

Выделенная Г.А. Московским и К.М. Сиротиним граница регрессивной стадии развития бассейна по реперному пласту З₁ пигаревской ритмопачки также подтверждается материалами И.К. Жеребцовой. В частности, ею отмечается понижение величины бромхлорного отношения от подошвы к кровле располагающегося стратиграфически выше (904,9—830,0 м) слоя каменной соли: от 0,23—0,35 в подошве до 0,15 в кровле. Низкой величиной бромхлорного отношения характеризуется также каменная соль долинной ритмопачки (0,04—0,16).

Мы полагаем, что приведенный фактический материал надежно обосновывает право мерность выполненных коррелятивных построений. Соответственно, в западной части Северного Прикаспия в настоящее время возможно принятие единой схемы стратификации галогенной толщи. При этом предпочтение мы отдаем схеме, разработанной для Приволжской моноклинали, как более широко принятой и полной.

Для корреляции разрезов галогенных образований кунгурского яруса всей территории Северного Прикаспия необходимо прежде всего составление обоснованных сводных разрезов остальных его структурно-фациальных зон. Сопоставление этих сводных разрезов между собой будет возможно при установлении надежных маркирующих признаков, присущих всем зонам.

ЛИТЕРАТУРА

Белоножко В.С., Бурунков В.А., Файницкий С.Б., Дисаренко Ю.А.: Литология и корреляция. — В кн.: Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1977, с. 154—160.

Бражников Г.А., Ермаков В.А., Пескова А.Я., Одолев О.Г. Взаимоотношение структурных планов надсолевого и подсолевого комплексов Приволжской моноклинали. — В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. М.: Недра, 1970, с. 241—252.

Буялов Н.И. Соляные купола Урало-Эмбинской области и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Большая Эмба. М.: Гостоптехиздат, 1937, с. 55—64.

- Виноградова Н.Г., Ощепков К.Ф.* О геологическом строении пермских сульфатно-галогенных отложений северо-восточной части Приволжской моноклинали. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья. Волгоград: Б.и., 1969, с. 143—147.
- Горбов А.Ф.* Прикаспийский калийный бассейн. — В кн.: Месторождения калийных солей СССР. Л.: Недра, 1973, с. 70—104.
- Деревягин В.С.* Палеотектонические и палеогеографические условия соленакопления на территории Северного Прикаспия в нижнепермскую эпоху. — В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981, с. 36—44.
- Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Седлецкий В.И.* и др. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981. 400 с.
- Диаров М.Д.* Особенности седиментации калийных солей Прикаспийской впадины. — В кн.: Проблемы геологии Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, с. 205—212.
- Диа*
КазНИГРИ, 1974, вып. 6, с. 129.
- Ермаков В.А.* Особенности надсолевой гидрохимической толщи перми на территории Волгоградского Поволжья. — Сов. геология, 1971, N 2, с. 145—150.
- Ермаков В.А., Исаяев А.Я., Гетманова Е.И.* Гидрохимическая толща на территории западного обрамления Прикаспийской синеклизы. — Геология нефти и газа, 1968, N 5, с. 33—38.
- Жарков М.А.* Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Казанцев О.Д., Аксенов А.А., Бразников Г.А.* и др. Пути изучения гало- и тектогенеза юго-западной части Прикаспийской впадины. — В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1974, с. 91—100.
- Казанцев О.Д., Ермаков В.А., Гребенников Н.П.* К открытию залежей бишофита на территории Нижнего Поволжья. — Сов. геология, 1974, N 7, с. 124—132.
- Комиссарова И.Н.* Выделение калиеносных зон в пределах Прикаспийской впадины на основе палеотектонических данных. — В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. солевого совещ. Новосибирск: Наука, 1979, т. 1, с. 61—62.
- Свидзинский С.А., Деревягин В.С., Ковальский Ф.И.* и др. Корреляция разрезов и палеотектонические условия накопления кунгурской соляной толщи запада Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1980, N 7, с. 40—51.
- Станкевич Е.Ф.* Значение вод континентального стока в формировании пермских соленосных отложений Прикаспия. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1978, вып. 17, с. 135—136.
- Тихвинский И.Н.* Стратиграфическое положение калиеносных свит центральной и западной части Прикаспийской впадины. — ДАН, 1973, т. 2, N 3, с. 667—671.
- Тихвинский И.Н.* Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы. — Сов. геология, 1974, N 5, с. 44—54.
- Тихвинский И.Н.* Закономерности накопления хлористых калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне. — Литология и полез. ископаемые, 1976а, N 1, с. 163—168.
- Тихвинский И.Н.* Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне. — Сов. геология, 1976б, N 2, с. 102—113.
- Тхоржевский С.А.* О соляной тектонике в Прикаспийской впадине. — Сов. геология, 1970, N 10, с. 131—139.
- Хедберг Х.* Международный стратиграфический справочник: Пер. с англ. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Шафиро Я.Ш.* Корреляция пермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья и тектонические условия их формирования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, N 6, с. 45—59.
- Шафиро Я.Ш.* Нижнепермская галогенная формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного обрамления. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, N 1, с. 22—39.
- Шафиро Я.Ш.* Строение и условия формирования нижнепермских галогенных отложений северо-западной окраины Прикаспийской впадины и ее обрамления. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 32—36.

Г.М. ТОЛКАЧЕВ, А.С. ЗУЕВА, Б.И. САПЕГИН
**ПОВЫШЕНИЕ ИНФОРМАТИВНОСТИ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ
НА КАЛИЙНЫЕ СОЛИ**

При различных видах разведки соляных месторождений главным является получение достаточного количества и высокого качества керна, процент выхода которого определяется по каменной соли и сильвиниту не менее 85%, по карналлитовой породе — не менее 75%. Поэтому на всех стадиях поисково-разведочных работ на территории Верхнекамского месторождения калийных солей одной из главных была и остается задача совершенствования технико-технологических средств повышения качества и процента выхода керна из всех разновидностей солей.

До начала 70-х годов бурение скважин в соляной части разреза осуществлялось безнасосным способом "всухую" с ограниченной призабойной циркуляцией раствора при "расхаживании" бурового снаряда. В стволе скважины образовывался равновесный солевой раствор, состав которого постепенно изменялся как при доливе воды в скважину, так и при вскрытии солей различного минерального состава. При вскрытии карналлитовых пластов раствор не успевал насыщаться по $MgCl_2$. Растворение соляного керна и его разрушение при расхаживании снаряда явились причинами низкого процента выхода керна при бурении скважин "всухую" (скважины 104, 106, табл. 1).

С начала 70-х годов бурение геологоразведочных скважин на территории Верхнекамского месторождения в интервале соляной толщи проводилось с принудительной призабойной циркуляцией, которая создавалась эрлифтом или погружными насосами. Это позволило за счет отказа от расхаживания бурового снаряда добиться значительного повышения выхода керна (скважины 789, 799, см. табл. 1). Тем не менее в ряде случаев выход керна по отдельным пластам оставался ниже нормативного (пласт Г, скв. 799). В целом по Усть-Яйвинскому участку процент выхода керна ниже нормативного по пласту В получен в 30% пробуренных скважин. Удовлетворительный выход керна достигнут из пластов сильвинита при бурении "всухую" и с принудительной призабойной циркуляцией, так как к моменту вскрытия первого сильвинитового пласта раствор становится насыщенным по хлоридам Mg и K.

С 1978 г. на Усть-Яйвинском участке Верхнекамского месторождения бурение геологоразведочных скважин осуществлялось с использованием хлормагневио-фосфатного бурового раствора (ХМФБР), разработанного на кафедре бурения Пермского политехнического института [А.с. 662570 (СССР)]. Залежь калийных солей на этом участке имеет нормальное строение с выделением сильвинитовой и сильвинито-карналлитовой пачек общей мощностью от 63 до 101 м и присутствием всех 13 пластов калийно-магневых солей от Kr III до K. С применением ХМФБР пробурено 17 скважин,

Таблица 1
Выход зерна в пластах К—Кр III, %

№ сква- жины	К	И	З	Ж	Е	Д
789	30	93	88	73	75	80
789а	100(+70)	100(+7)	100(+12)	100(+27)	100(+25)	97(+17)
799	0	100	67	67	93	91
799а	100(+100)	100(0)	100(+33)	100(+33)	100(+3)	100(+9)
106	0	70	70	67	63	75
106а	100(+100)	100(+30)	100(+30)	100(+33)	98(+35)	100(+25)
104	71	33	40	50	81	44
119г	90(+19)	0(-33)	100(+60)	100(+50)	98(+17)	95(+51)
46 Юрчу- кская*						73
48 Юрчу- кская*	80	100	—	—	84	100
59 Дурин- ская*						

№ сква- жины	Г	В	АБ	Кр I	Кр II	Кр III	Год буре- ния
789	98	98	100	88	100	90	1974
789а	100(+2)	99(+1)	100(0)	100(+12)	91(-9)	99(+9)	1981
799	62	83	100	100	94	100	1973
799а	91(+29)	98(+15)	100(0)	100(0)	94(0)	100(0)	1981
106	72	21	22	91	92,5	76	1955
106а	100(+28)	100(+79)	100(+78)	100(+9)	95(+2,5)	100(+24)	1981
104	68	52	82	100	99	94	1954
119г	98(+30)	100(+48)	79(-3)	100(0)	98(-1)	100(+6)	1979
46 Юрчу- кская*	100	100	90	100	84	35	
48 Юрчу- кская*	100	100	87	92	100	68	
59 Дурин- ская*	92	100	100	100	100	100	

*Глубокая скважина.

Примечание. Цифры в скобках — увеличение (+) или уменьшение (-) выхода зерна в поздней пробуренной скважине 789а по отношению к ранее пробуренной скважине 789.

что составило одну треть от пробуренных скважин на участке за время его разведки.

Использование ХМФБР обеспечило получение высокого процента выхода зерна в интервале толщи калийно-магниевых солей и улучшило его качество (скважины 789а, 799а, 106а, 119г, см. табл. 1). Выход зерна в целом по соляной толще — 97,0%, в том числе по каменной соли — 97,4; по сильвиниту — 98,4 и по карналлиту — 95,0%, что существенно превышает нормативный его выход; даже из маломощных карналлитовых пластов К, И, З и Ж в большинстве случаев выход

керн составил 100% (см. табл. 1). При бурении глубоких скважин с промывкой ХМФБР в неизученной части калийной залежи западнее Дуринского прогиба (Юрчукское нефтяное месторождение) выход керн также выше нормативного, что подтверждает возможность изучения калийной залежи глубокими скважинами [Толкачев и др., 1981]. Применение ХМФБР в качестве промывочной жидкости не снижает скорости бурения, углубка за рейс составляет 7—12 м [Толкачев и др., 1983]. Качество керн остается высоким — сохранен его диаметр, длина сплошного столбика керн достигала 1,5—2, иногда 5 м и более. Частичная потеря керн из солей всех разновидностей все же имела место и при бурении на ХМФБР (пласты И, АБ, скв. 119г, см. табл. 1). Это объясняется рядом причин.

Первая (наиболее существенная) причина связывается с газонасыщенностью соляных пород. Это видно по выходу керн при перебурировании скважин. При бурении первого ствола скв. 24/1 в солях с промывкой ХМФБР в интервале 207,3—212,0 м отмечено интенсивное выделение газа, сопровождавшееся вспениванием бурового раствора, а также выбросами его из скважины. Выход керн по каменной соли и карналлиту был ниже 100%. При перебурировании соляной толщи вторым стволом выделение газа не отмечено, выход керн по всем разновидностям солей составил 100%. Очевидно, при бурении первого ствола основная часть газа из приствольного ствола дренировала к скважине и была вынесена буровым раствором на дневную поверхность. В результате соляной керн во втором стволе находился в более благоприятных условиях, что способствовало его лучшей сохранности и повышению процента выхода. В скв. 789а вспенивание и интенсивный перелив через устье отмечены при бурении в интервале пласта Д, выход керн по нему составил 97% (см. табл. 1).

Второй причиной неполного выхода керн при бурении по соляной толще является попадание на забой и в колонковую трубу металлических частиц. Такие частицы, попадая в зазор между керном и колонковой трубой, разрушают керн, что и обуславливает его потери.

Третьей причиной снижения процента выхода керн при бурении на ХМФБР является несоблюдение параметров раствора. Это касается плотности фильтрата бурового раствора, которая не должна быть меньше 1280 кг/м³. При меньших значениях плотности фильтрата возможно растворение карналлитовых пластов, а при меньшем диаметре керн кернорватель не срабатывает, и столбик керн может остаться на забое. Именно по этой причине при бурении скважин следует исключить попадание в скважину и буровой раствор мало-минерализованных и пресных вод как с поверхности, так и из водоносных горизонтов, вскрываемых скважинами.

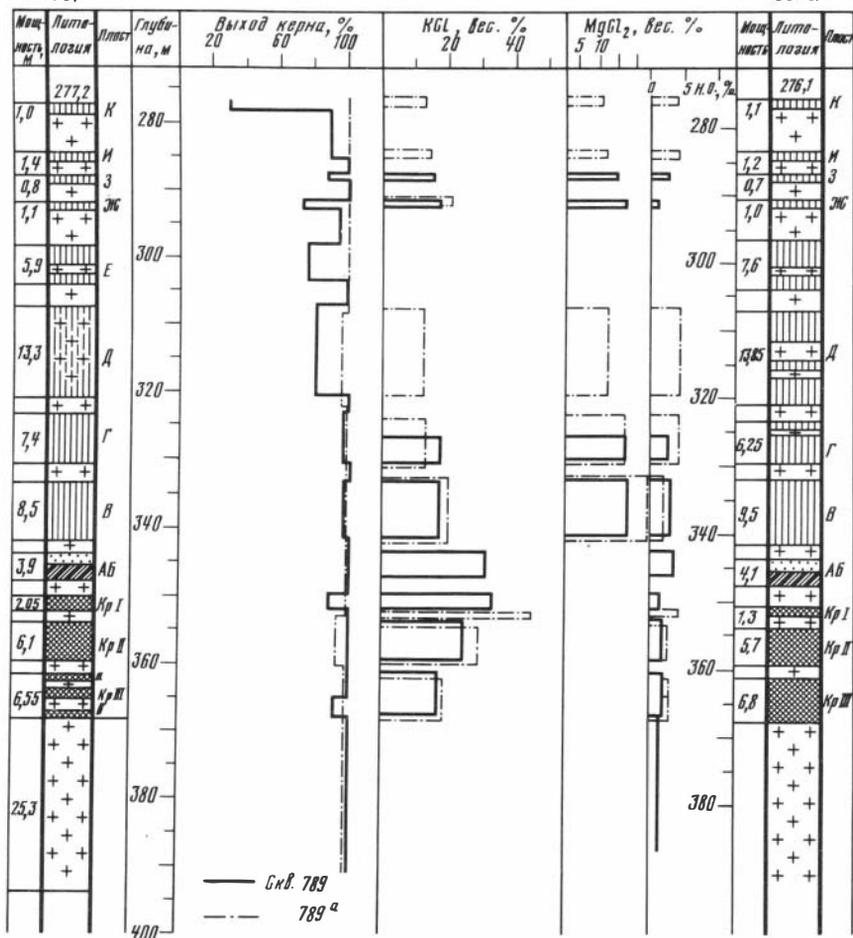
Выполнено сравнение результатов химических анализов керн калийно-магниевого солей, полученного при бурении скважин разными способами с различным количеством и качеством поднятого керн. При этом основное внимание уделено данным по содержанию полезных компонентов (KCl, MgCl₂) и нерастворимого остатка (Н.О.)

Ранее проведенными исследованиями было установлено, что содержание KCl в сильвинитовых пластах увеличивается с севера на юг

Скв. 789
127,83 м
1974 г.

A

Скв. 789^а
128,03
1981 г.



Графики выхода керна, содержания (вес.%) KCl, MgCl₂ и нерастворимого остатка (Н.О.) по скважинам:

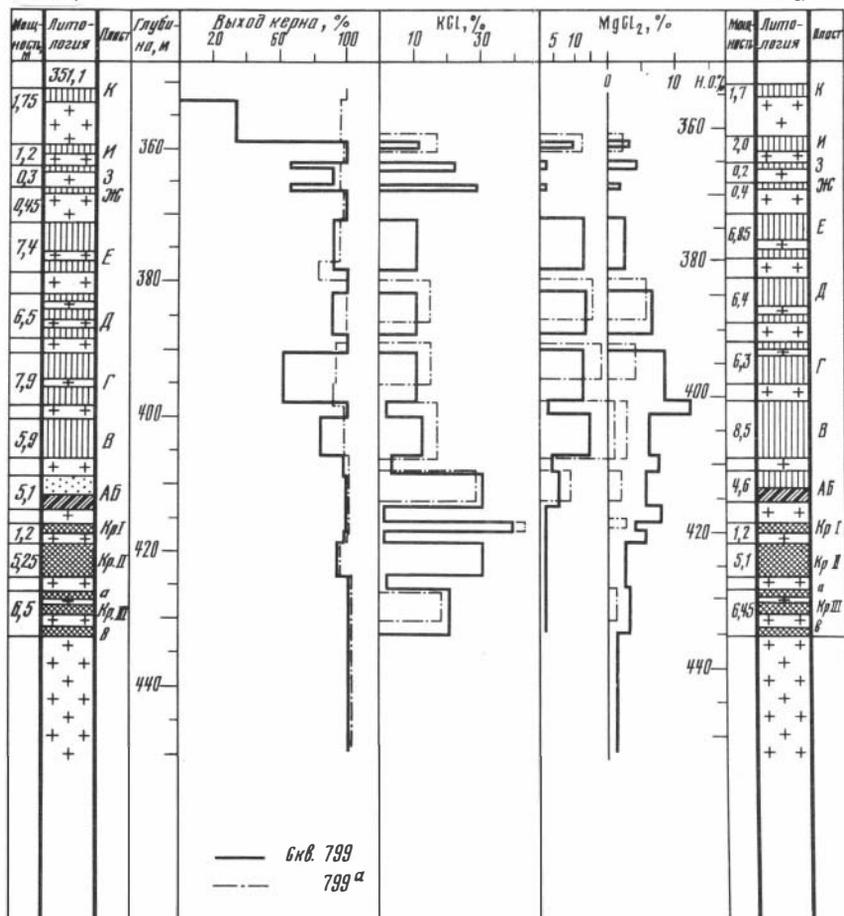
A — 789—789а, Б — 799—799а, В — 104—119г, Г — 106—106а

[Сапегин, 1977; Кудряшов, Мягков, 1977], в южной части калийной залежи наблюдается также повышение его в восточном направлении [Белоликов, Сапегин, 1971]. На фоне этих основных изменений в распределении KCl наблюдается чередование узких зон с повышенным и относительно пониженным его содержанием, вытянутых вдоль складчатых структур. Этим обусловлена значительная изменчивость содержания KCl вкост простирания структур и (в меньшей степени) по простиранию. На Усть-Яйвинском участке также отмечается подобная закономерность. По пласту Кр II содержанию KCl изме-

Скв. 799
173,99 м
1973 г.

б

Скв. 799^а
174,24
1981 г.



няется от 20,8 до 38,3 вес. %. В связи с этим для анализа изменения содержания основных полезных компонентов в пластах от качества керна выбраны пары скважин, пробуренных рядом (106—106а и др.) или вблизи (104—119 г).

При анализе также принята во внимание допустимая величина погрешности определения среднего содержания KCl в 4%, учитываемая при расчете необходимой плотности разведочных выработок при эксплуатационной разведке и близкая к резерву мощностей основного горного и технологического оборудования [Месторождения..., 1973].

Данные о содержании KCl, MgCl₂ и H₂O в пластах калийно-магниевых солей приведены в табл. 2. Из анализа таблиц 1 и 2 видно, что значительная разница в выходе керна наблюдается по скважинам, пробуренным до 70-х годов, т.е. способом "всухую", и составляет

Скв. 104
119,1 м
1954г.

В

Скв. 119²
119,0 м
1979г.

← 250 м →

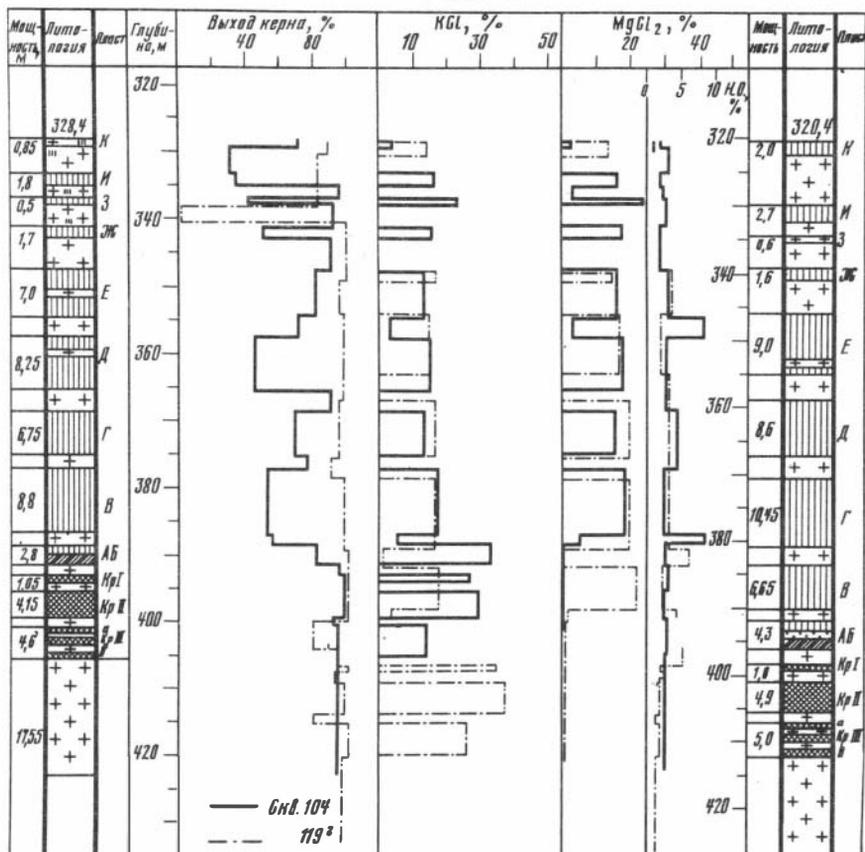


Рис. (окончание)

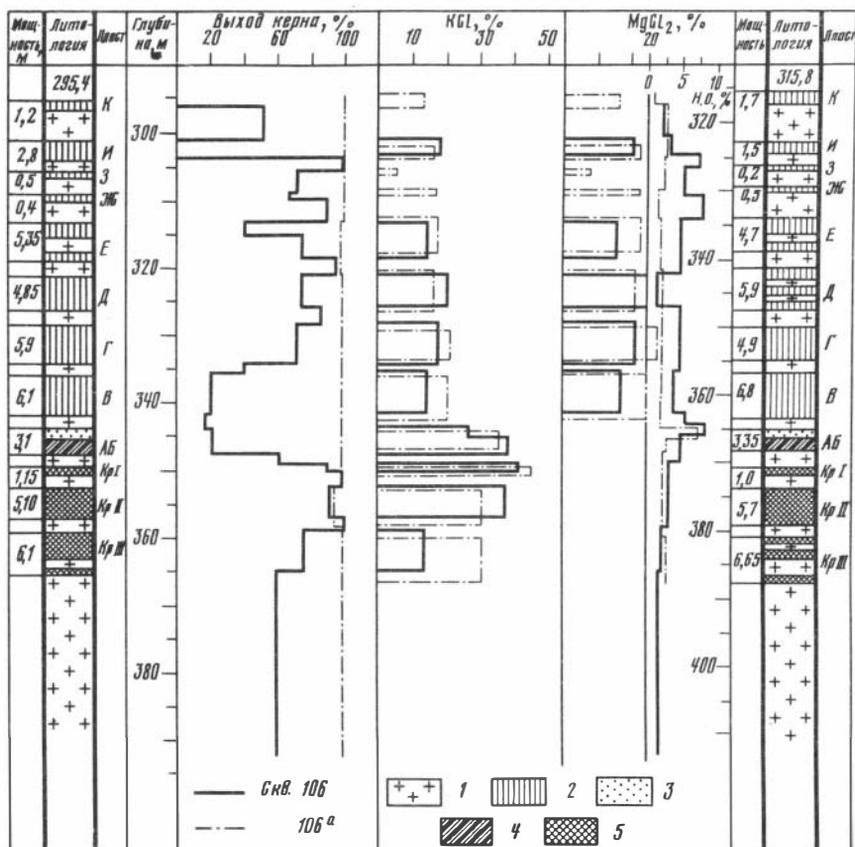
от +2,5 до +79% (пласты Кр II, В, скважины 106—106а). По скважинам, пробуренным после 70-х годов, при сравнении со скважинами, пробуренными на ХМФБР, разница в выходе керна небольшая — до +29% (пласт Г, скважины 799—799а, рисунок, см. вкл.). Такая же зависимость наблюдается при сравнении содержания KCl, MgCl₂. Особенно значительные расхождения отмечаются в содержании KCl по пластам скважин 106—106а и 104—119 г, по большинству пластов оно выше 4%.

По скв. 119г относительно скв. 104 содержание KCl по пластам Кр I, Кр II, Кр III увеличено от 8,35 до 12,0 вес. %. Разница в содержании MgCl₂ и Н.О. не превышает ±1—3 вес. %. По скв. 106а относительно скв. 106 по пластам Д, Кр II наблюдается уменьшение содержания KCl от 3,96 до 6,20 вес. %; по пластам Г, В, АБ, Кр I, Кр III — увеличение содержания KCl, которое изменяется от 3,69 до 17,46 вес. %; MgCl₂ —

Скв. 106
192,97
1955г.

Г

Скв. 106^а
165,43
1981г.



уменьшение до 3,24 вес. % (пласт Д), увеличение до 7—8 вес. % (Г, В); по Н.О. изменения незначительные. В скважинах 789—789а, 799—799а колебания в содержании KCl более 4% отмечаются по некоторым пластам (пласт Кр I +10,7, скв. 789—789а; +5,03, скв. 799—799а; пласты Г, В + более 5 вес. %, скв. 799—799а); по пластам Г, В также увеличено содержание MgCl₂ до более 7 вес. % (см. табл. 2, рисунок). Из приведенных данных видно, что более достоверные показатели получены по скважинам с высоким выходом зерна (106а, 119г и др.), что способствует уточнению содержаний основных полезных компонентов — KCl, MgCl₂, Н.О. и в конечном итоге повышает качество подсчета запасов калийно-магниевых солей.

Проведенными исследованиями по применению ХМФБР в бурении геологоразведочных скважин на калийные соли установлена возможность получения высокого процента выхода зерна по солям всех разновидностей. В связи с этим может быть внесено предложение

Таблица 2

Содержание полезных компонентов, нерастворимого остатка (Н.О.) в продуктивных пластах залежи калийно-магниевых солей, вес. %

Пласт	Скв. 789			789а			Скв. 799		
	KCl	MgCl ₂	Н.О.	KCl	MgCl ₂	Н.О.	KCl	MgCl ₂	Н.О.
К	Карналлит по γ -каротажу			10,16	10,3	2,72	Карналлит по γ -каротажу		
И	13,66	11,57	3,50	13,42	15,12	4,56	12,16	9,79	3,29
З	15,76	15,0	2,75	18,09	22,28	2,15	22,92	1,76	4,22
Ж	17,94	17,98	0,85	21,13	25,47	0,63	29,23	1,68	1,56
Е	10,49	9,93	3,13	Нет анализа			11,86	13,09	2,70
Д	14,55	13,92	4,90	13,06	15,85	4,16	11,97	13,26	6,54
Г	17,48	18,16	2,67	14,98	18,04	4,34	11,01	12,45	8,47
В	17,02	18,84	2,61	21,34	25,25	1,16	12,88	14,37	6,06
АБ	30,33	0,20	3,45	Нет анализа			30,83	4,79	5,23
Кр I	32,87	0,08	1,29	43,57	0,35	3,91	39,98	0,16	3,77
Кр II	24,47	0,07	1,68	29,52	0,29	1,46	30,22	0,13	2,43
Кр III	16,70	0,12	1,83	17,96	0,22	1,95	20,27	0,14	2,8

Пласт	799а			Скв. 106			106а		
	KCl	MgCl ₂	Н.О.	KCl	MgCl ₂	Н.О.	KCl	MgCl ₂	Н.О.
К	Нет анализа			Нет зерна			13,70	16,39	1,06
И	17,48	13,83	2,27	18,63	20,74	3,26	17,10	23,22	2,69
З	Нет анализа			Нет анализа			6,39	8,26	2,57
Ж	"			"			17,87	22,32	1,59
Е	"			13,97	13,86	2,23	18,37	23,32	1,79
Д	14,27	15,95	6,03	21,08	24,93	1,51	17,12	21,69	2,33
Г	16,75	19,51	4,45	18,03	21,30	4,65	22,62	28,49	1,97
В	18,47	21,51	3,34	14,98	17,41	3,79	21,61	25,48	1,94
АБ	29,55	9,75	2,51	33,00	0,60	6,67	37,57	0,75	5,26
Кр I	45,01	0,21	3,43	42,05	0,11	2,90	45,74	0,39	2,51
Кр II	Нет анализа			37,78	0,14	2,95	31,58	0,24	2,56
Кр III	20,92	0,21	2,50	14,46	0,14	2,22	31,92	0,30	2,72

Пласт	Скв. 104			119г		
	KCl	MgCl ₂	Н.О.	KCl	MgCl ₂	Н.О.
К	3,36	2,03	1,74	14,59	13,59	0,97
И	16,09	16,26	1,64	Карналлит по γ -каротажу		
З	22,82	23,58	2,72	Каменная соль		
Ж	15,89	17,04	1,73	16,70	14,49	3,42
Е	13,22	15,22	3,11	14,56	16,43	1,62
Д	14,72	17,0	2,55	16,57	19,22	3,09
Г	13,17	14,75	4,22	16,17	19,55	3,02
В	16,50	18,2	2,25	17,90	21,08	2,36
АБ	33,18	4,35	2,57	Смешанные соли		
Кр I	26,64	0,13	2,83	34,99	0,08	1,70
Кр II	29,02	0,12	2,16	37,66	0,20	1,22
Кр III	13,98	0,17	2,65	25,98	0,20	1,75

об изменении минимального нормативного выхода керна по солям: по сильвиниту и каменной соли он может быть увеличен до 95%, по карналлиту — до 85—90%.

Помимо повышения качества керна и процента его выхода, достоинство ХМФБР заключается еще и в том, что создается постоянная циркуляция промывочной жидкости с выходом ее на поверхность. В связи с этим появилась возможность начать изучение газоносности карналлито-сильвинитовых пластов с помощью газокаротажных станций, т.е. проводить газовый каротаж в процессе бурения. На Усть-Яйвинском участке газовый каротаж проведен в 17 скважинах станциями АГКС-4АЦ. Полученные газокаротажные диаграммы дают объективную характеристику газыделений из солей по разрезу и отдельным пластам. Эти данные, полученные уже на стадии геологоразведочных работ, могут быть использованы в дальнейшем при проектировании и строительстве горных предприятий по добыче солей подземным способом. Исследования газоносности соляной толщи при бурении скважин на калийные соли проведены впервые в отечественной и зарубежной практике.

Таким образом, применение промывочной жидкости нового состава при бурении скважин на калийные соли обеспечивает увеличение выхода керна в калийно-магниевых солях, повышение качества керна, а также позволяет изучить газоносность толщи на стадии разведки, что в целом повышает информативность геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

А.С. 662570 (СССР). Буровой раствор/Г.М. Толкачев, А.М. Шилов, Л.Н. Долгих и др. Заявл. 01.06.76, N 2366612/23—03; Опубл. в Б.И., 1979, N 18.

Белоликов А.И., Сапегин Б.И. Верхнекамское калийное месторождение. — В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971, с. 193—209.

Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям ископаемых солей. Л.: Госгеолтехиздат, 1962.

Кудряшов А.И., Мягков В.Ф. Пространственные соотношения морфоструктурных и геохимических полей сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 120—126.

Месторождения калийных солей СССР/Под ред. В.И. Раевского и М.П. Фивега. Л.: Недра, 1973. 344 с.

Сапегин Б.И. Распределение хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 118—120.

Толкачев Г.М., Зуева А.С., Копнин В.И., Дозорцев Р.Н. Опыт изучения нефтегазоносности калиеносных бассейнов. — Сов. геология, 1981, N 12, с. 45—48.

Толкачев Г.М., Шилов А.М., Пакусин В.И., Жилкин М.Г. Хлормagneвско-фосфатный раствор для бурения скважин на калийные соли. — Разведка и охрана недр, 1983, N 3, с. 49—50.

О ПОЛОЖЕНИИ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ НИЖНИХ МОЛАСС ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

В пределах Бориславо-Покутского покрова Внутренней зоны Предкарпатского прогиба в настоящее время выделяется две фации воротыщенской соленосной формации: бориславская — на северо-западе советской части прогиба и рунгурская на юго-востоке [Вялов, 1965]. Для первой фации характерен следующий разрез. На глинах поляницкой свиты залегают соленосные брекчии с калийными пластами, отнесенные к нижневоротыщенской свите. Выше располагаются конгломераты и песчаники загорской свиты, еще выше — верхневоротыщенские соленосные брекчии. Последние перекрываются коричневыми глинами и песчаниками стебникской свиты. Рунгурская фация характеризуется более терригенным разрезом представленным породами поляницкой (Pl), нижневоротыщенской (Vr₁) свит, свиты слободских конгломератов (Sb), добровотской (Db) и стебникской (St) свит. Как видим, отсутствуют отложения загорской и верхневоротыщенской свит. Зато появляются отложения свиты слободских конгломератов и добровотской свиты.

Положение соленосных отложений в разрезе можно наиболее достоверно выяснить на стыке двух зон, а именно, на примере геологического строения Марково-Росильнянского месторождения.

Месторождение расположено в Ивано-Франковской области, и на его площади вскрываются реками и скважинами элементы рунгурской и бориславской фаций.

При построении геологической карты и разрезов месторождения [Месторождения..., 1973] взята за основу стратиграфическая схема подразделений олигоцена и нижнего миоцена нижних моласс Предкарпатского прогиба [Вялов, 1965], что не всегда позволяет расшифровывать строение того или другого участка. Вопрос заключается в том, какие отложения к какой свите относить. Очень часто выделение тех или других стратиграфических единиц основано на чисто литологических признаках. Ни палеонтологический, ни методы осадочной петрографии при расчленении отложений положительных результатов не приносят. По нашему мнению, в таком случае необходимо привлекать результаты тектонических исследований и вещественный состав калийных пород, которые являются показателем существующих деформаций [Джиноридзе, 1979]. В нашем случае при расчленении тектоники Марково-Росильнянского месторождения не совсем ясен вопрос соотношения слободских и загорских отложений, добровотских и верхневоротыщенских. При построении разрезов через Марково-Росильнянское месторождение приходится допускать невероятные взаимоотношения свит: например, поляницкие отложения надвинуты на соленосные, в свою очередь соленосные — на добровотские, стебникские или слободские [Месторождения..., 1973]. Соленосные отложения с калийными пластами на площади месторождения встречаются дважды, и

можно представить, какие сложные разрезы приходится строить. Реконструкции по сопоставлению указанных толщ до процессов надвигообразования невозможны.

Во время полевых работ, при детальном описании разрезов по двум водным артериям, хорошо вскрывающим разрез пород месторождения (на юго-востоке — р. Луковец и на северо-западе — р. Саджавка), а также при анализе результатов бурения мы пришли к не новой точке зрения о сопоставлении между собой пород поляницкой и добротовской свит. Дискуссия по этому вопросу велась давно и продолжается в настоящее время. Ф.С. Путря [1950] рассматривал добротовскую свиту как аналог поляницкой, аналогичную точку зрения высказал С.А. Ковалевский [1949]. Замещение добротовских слоев поляницкими для некоторых районов Предкарпатья отмечается и С.А. Колядным [1951]. Такие предположения высказывались в связи с тем, что существенного различия между добротовскими и поляницкими отложениями как макроскопически, так и микроскопически не наблюдается.

Сопоставляя между собой по возрасту породы поляницкой и добротовской свит необходимо указать на положение пород свиты слободских конгломератов, которые в существующей стратиграфической схеме расположены под добротовскими отложениями.

О.С. Вялов считает, что слободские конгломераты замещают как нижневоротыщенские, так и загорские отложения. В.В. Глушко с соавторами, а также В.Н. Утробин сопоставляют их с загорскими отложениями, В.Г. Юркова — с поляницкими, нижневоротыщенскими и загорскими [Буров, 1966]. В.С. Буров [1966] высказал свою точку зрения о том, что конгломераты замещают отложения, начиная с поляницкой свиты и до низов верхневоротыщенской свиты. Из вышеописанного видно, что по этому вопросу не существует единой точки зрения. Все исследователи единодушны лишь в том, что слободские конгломераты перекрываются глинами добротовской свиты. В таком случае при сопоставлении добротовских отложений с поляницкими конгломераты, залегающие под добротовскими породами, также будут коррелироваться с конгломератами поляницкой свиты, залегающими в ее подошве и характеризующимися мощностью до 100 м [Гуржий, 1969]. С северо-запада на юго-восток Марково-Россильянского месторождения, от с. Россильна до с. Маркова, слободские конгломераты в разрезе не встречаются и лишь в районе с. Молодьков они вскрываются как скважинами, так обнажаются и на поверхности. Такое их площадное размещение, на наш взгляд, связано не с фациальным замещением отложений, а с амплитудой надвигания в различных тектонических блоках. В поднятых блоках вскрываются более древние отложения — конгломераты, а вышележащие поляницкие глины и соленосные породы воротыщенской свиты эродированы. Для опущенных блоков характерен более полный разрез с соленосными породами.

Кратко остановимся на результатах, полученных при проведении полевых работ в 1981—1982 гг. В районе с. Россильна по р. Саджавке описан следующий разрез. У верховьев реки хорошо обнажаются глины и песчаники поляницкой свиты, под которыми залегают породы

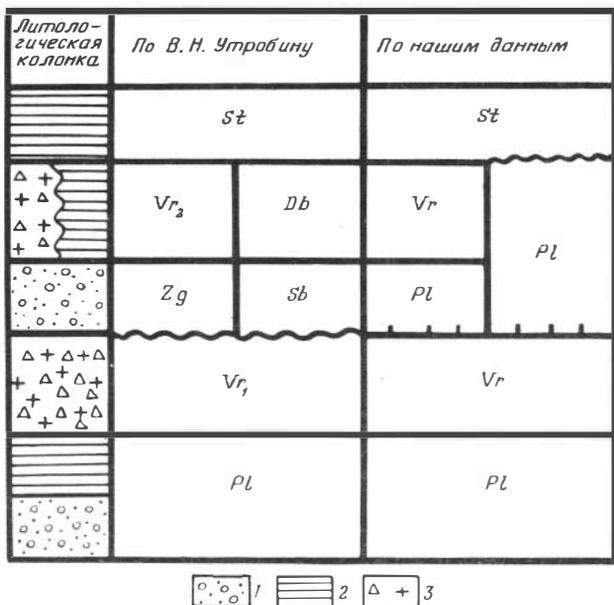


Схема разделения нижних моласс Предкарпатья

Свиты: Pl — поляницкая, Vr — воротыщенская, Zg — загорская, Sb — слободских конгломератов, Db — добровтовская, St — стебникская; 1 — экзотические конгломераты, гравелиты и песчаники; 2 — песчаники, алевролиты, глины; 3 — брекчия песчано-глинистая соленосная с калийными пластами

гипсо-глинистой "шляпы", характерные для воротыщенской свиты. Контакт между выше- и нижележащими породами тектонический, породы поляницкой свиты надвинуты на соленосные отложения. Вниз по течению реки под соленосными отложениями с нормальным контактом снова обнажаются породы поляницкой свиты, представленные глинами пепельно-серого цвета. Под глинами поляницкой свиты с тектоническим контактом залегают глины и песчаники коричневого цвета, несомненно, принадлежащие к стебникским отложениям, которые нормально перекрывают нижележащие соленосные породы воротыщенской свиты. Ниже соленосных пород снова залегают глины поляницкого возраста. Именно в этом месте, при впадении в р. Саджавку руч. Машкова, наблюдаем нормальный разрез нижних моласс Предкарпатья, характеризующийся (снизу вверх) поляницкими, воротыщенскими и стебникскими породами (рисунок). Аналогичный разрез обнажается и по р. Лукавец.

Согласно указанному расчленению разреза, попытаемся расшифровать тектонику месторождения. По площадному размещению соленосной толщи и ее разграничению поперечными (в отношении прогиба) сбросо-сдвигами на месторождении можно выделить три участка: Космач-Росильнянский, Марково-Молодьковский и Дзвиняч-Старунский. На Космач-Росильнянском участке пробурено пять геологических профилей, на каждом из них вскрывается соленосная толща с калийными пластами, которые разрываются взбросо-надвигами, фор-

мирая пять чешуй. Три первые вмещают кайнит-лангбейнитовый пласт, образующий синклиналильные складки с углами падения опрокинутого и нормального крыльев 40—43°. Пласт залегает в песчано-глинистых соленосных брекчиях, под которыми буровыми скважинами вскрываются глины и алевролиты темно-серого цвета, известковистые с прослоями полимиктового песчаника. Указанные породы А.С. Андреевой-Григорович и В.М. Ступницким по ассоциации наннопланктона отнесены к зоне N 3 (скв. 667), что должно отвечать добротовским слоям. В то время как породы воротыщенской свиты, перекрывающие отложения с наннопланктом зоны N 3, отнесены к зоне N 1 [Андреева-Григорович, Ступницкий, 1976]. Получается, что древние породы перекрывают молодые и между ними необходимо проводить тектонический контакт, что не отражено на геологической карте месторождения [Месторождения..., 1973]. На других участках месторождения контакт между этими породами показан как тектонический. Указанная трактовка возраста подсолевых пород как добротовского, вероятно, ошибочна, так как под ними должны залежать слободские конгломераты, нижневоротыщенские соленосные и поляницкие отложения. На самом деле под ними, по результатам бурения скважины 4—РС, залегают отложения менилитовой свиты. Следовательно, породы, залегающие под солями в скв. 667, относятся к поляницким, и тогда их контакт с соленосными отложениями является нормальным. Очень часто терригенные породы встречаются среди соленосных в виде тектонитов, по ним хорошо выделяется плоскость надвижения. К сожалению, факт наличия терригенных пород среди солей не учитывается при геологической документации и особенно при интерпретации материала, что отрицательно сказывается на расшифровке строения месторождений и в дальнейшем при определении горно-геологических условий отработки пластов. Это хорошо показано в опубликованных материалах по тектонике и разведке Калуш-Гольинского месторождения [Джиноридзе, 1976].

Кроме продольных структур, на участке выделяются и поперечные сбросо-сдвиги, по которым происходит площадное смещение соленосных отложений. В пределах участка русла рек совпадают с положением сбросо-сдвигов. По первому нарушению на поверхности проходит русло р. Саджавки, по второму — руч. Машкова, по третьему — руч. Мативец. Сбросо-сдвиги разбивают участок на четыре блока.

На юго-востоке месторождения размещается Марково-Молодьковский участок, который, как и Космач-Росильнянский, поперечными сбросо-сдвигами делится на восемь блоков. В опущенных блоках скважины вскрывают лишь соленосные отложения, а в поднятых — подсолевые. В зависимости от глубины погружения блоков меняется и площадь выхода соленосных отложений на поверхность. Максимальные площади характерны для наиболее опущенных блоков, и в их пределах встречается наибольшее количество чешуй.

Следующий, северо-восточный, Дзвиняч-Старуньский участок нарушениями разбит на четыре блока, характеризующихся чешуйчатым строением. На всех участках месторождения в пределах чешуй залегают калийные пласты, образующие опрокинутые синклиналильные складки,

часто со срезанными опрокинутыми крыльями. Углы залегания пластов крутые, с падением крыльев от 60 до 85°.

Следует отдельно остановиться на характеристике поперечных сбросо-сдвиговых нарушений, так как с ними могут быть связаны водо- и газонефтепроявления при вскрытии месторождения.

В районе Старуни в прошлом и в начале этого столетия велась отработка озокерита открытым и подземным способами из соленосных отложений. Именно в этом месте проходит разрывное нарушение. При бурении скважин параллельно нарушению (скважины 644, 658) наблюдалось интенсивное выделение газа, хотя скв. 658 из соленосных отложений не вышла. Выброс газа наблюдался и при бурении скважин 860 и 875. Высота выброса промывочной жидкости в скв. 860 достигала 4 м. В связи с интенсивным газовыделением вскрывать отдельные нарушения подземными горными выработками опасно и, вероятно, при отработке придется оставлять предохранительные целики. Поэтому для выяснения условий безопасности ведения горных работ на указанных участках необходимо ставить специальные работы.

При рассмотрении геологического строения Марково-Россильнянского месторождения выяснилось, что в его пределах залегают две полосы соленосных отложений с карпатским простираем. Первая — юго-западная, включающая Космач-Россильнянский и Марково-Молодьковский участки, примыкает непосредственно к Карпатам, и вторая — северо-восточная, представленная Дзвиняч-Старуньским участком, залегающая на границе Бориславо-Покутского и Самборского покровов. Обе полосы соленосных отложений относятся к нижневоротыщенской свите. Такое же пространственное положение занимает соленосная толща, расположенная на юго-западе Бориславо-Покутского покрова прогиба, в районе Стебникского и Бориславского месторождений. Первое месторождение представляет собой северо-восточную полосу, а второе — юго-западную. Стебникское месторождение по возрасту относится к верхневоротыщенской свите, а Бориславское — к нижневоротыщенской (см. рисунок). По условиям залегания Стебникское месторождение и Дзвиняч-Старуньский участок Марково-Россильнянского месторождения очень сходны. В отличие от других месторождений Бориславо-Покутского покрова, характеризующихся общекарпатским юго-западным падением пород, здесь мы наблюдаем обратное, антикарпатское падение.

Мы допускаем, что по возрасту Марково-Россильнянское, Бориславское и Стебникское месторождения идентичны, следовательно, в Бориславо-Покутском покрове Предкарпатского прогиба в разрезе нижних моласс залегает лишь одна воротыщенская соленосная толща (см. рисунок). Этот вывод требует подтверждения данными изучения строения и возрастного положения других участков, залегающих между Марково-Россильнянским и Стебнинским месторождениями.

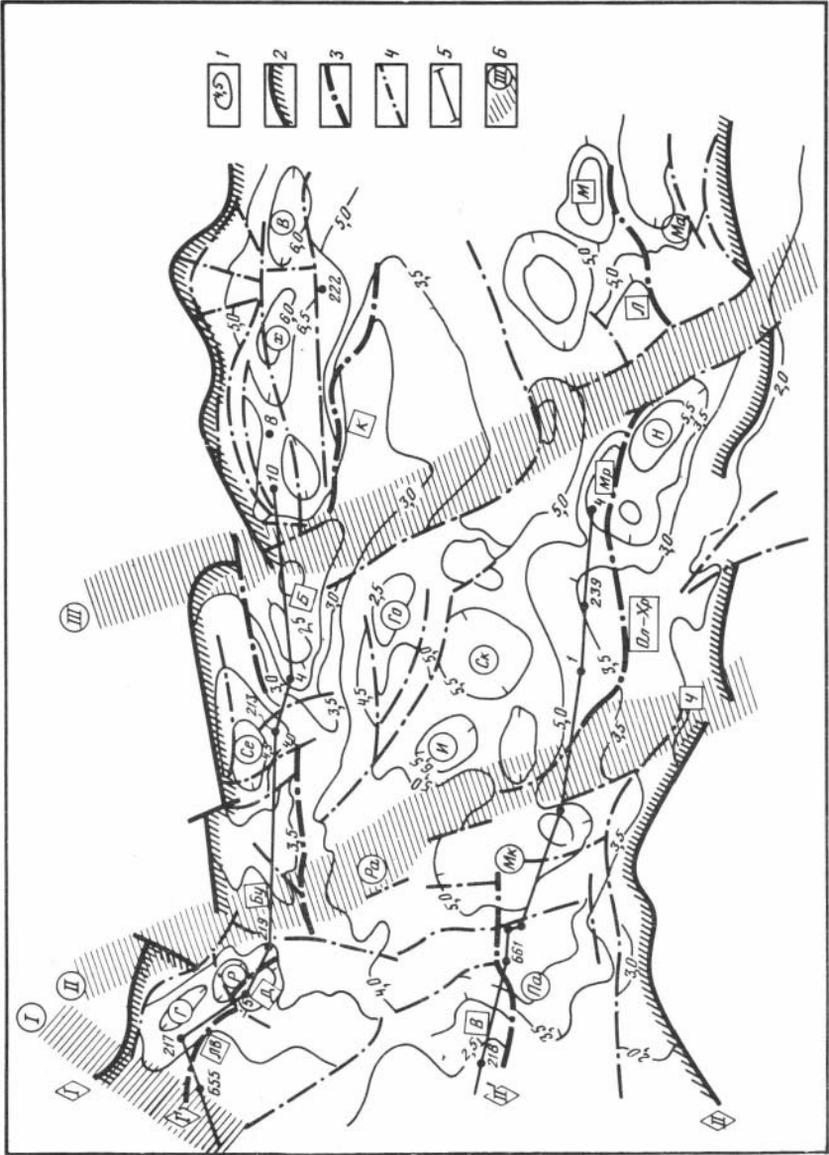
- Андреева-Григорович А.С., Ступницкий В.М.* Наннопланктон нижнемиоценовых отложений юго-восточного Предкарпатья. — Геол. журн., 1976, т. 36, N 1, с. 139—142.
- Буров В.С.* Некоторые вопросы стратиграфии нижних моласс Предкарпатского прогиба. — Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1966, N 10, с. 33—39.
- Вялов О.С.* Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатья. Киев: Наук. думка, 1965. 191 с.
- Гуржий Д.В.* Литология моласс Предкарпатья. Киев: Наук. думка, 1969. 201 с.
- Джиноридзе Н.М.* Методические рекомендации по сопоставлению литолого-тектонических и прогнозных крупномасштабных карт в условиях Предкарпатских калийных месторождений. — Тр. ВНИИГ, 1976, N3, с. 69.
- Джиноридзе Н.М.* Геологические этапы формирования калийных месторождений Предкарпатья и стадия динамотермального метаморфизма. — Тр. ВНИИГ, 1979, N 6, с. 55—73.
- Ковалевский С.А.* Перспективы нефтеносности и газоносности Советской Буковины и задачи геологических исследований. — Тр. Карпатского НИИ, 1949, вып. 1, с. 9—24.
- Колядный С.Н.* К вопросу о возрасте нижней менилитовой свиты Предкарпатья. — Геол. сб. ВНИИГРИ, 1951, N 1(4), с. 172—179.
- Месторождения калийных солей СССР/Под ред. В.И. Раевского и М.П. Фивега. М.: Недра, 1973. 344 с.
- Путря Ф.С.* К стратиграфии миоценовых отложений Восточных Карпат. — Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950, т. 25 (5), с. 77—95.

УДК 551.243:553.63:553.98(477.6)

Л.И. РЯБЧУН, В.К. ГАВРИШ, А.И. НЕДОШОВЕНКО

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ В ШОВНЫХ ЗОНАХ КРАЕВЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО РИФТА

Днепровско-Донецкий рифт отделяется от Украинского щита и Воронежской антеклизы зонами краевых глубинных разломов — Барановичско-Астраханского (БА) на севере и Припятско-Маньчского (ПМ) на юге, которые по поверхности докембрийского фундамента представляют собой сложно дислоцированные тектоническими нарушениями участки земной коры шириной до 30—40 км [Гавриш, 1966]. Они образовались в рифейско-девонское время и являются наложенными на близмеридиональные глубинные структуры и разломы архейско-раннепротерозойского заложения, которые оказывали существенное влияние на амплитуду и простираение продольных разломов, часто обуславливая сбросо-сдвиговые смещения блоков земной коры в юго-восточном направлении. Каждая зона в большинстве случаев ограничивается двумя разломами, между которыми располагается шовная зона, состоящая из системы горстов и грабенов, осложненных сопутствующими нарушениями. Это позволяет указанные зоны относить, по терминологии В.Е. Хаина, к "парным" разломам. Парный характер БА и ПМ разломов хорошо отражается в гравитационном поле и на космических снимках. Краевым и внутренним разломам соответствуют сгущения изоаномал силы тяжести, между которыми четко вырисовываются системы внутриразломных мульд — Холмско-



Великозагорская, Дмитриевская, Роменская и др. — на севере и Прилукская, Антоновская и др. — на юге.

Глубинность краевых разломов установлена на всех без исключения 12 профилях глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), которыми эти нарушения пересекаются. Чаще всего краевые разрывы фиксируются в поверхности Мохо, внутренние гасятся в пределах земной коры, а сопутствующие разрывы затухают в "гранитном" слое, что позволяет относить краевые разрывы к подкорковым, а внутренние — к глубоким коровым.

Помимо продольных рифейско-девонских новообразованных разломов, В.К. Гавриш [1966] в пределах ДДВ выделяет систему унаследованных (архейско-раннепротерозойских) глубинных структур и разломов северо-восточного, субмеридионального, северо-западного и субширотного простирания, которые по поверхности докембрийского фундамента представлены чаще всего в виде валообразных поднятий, иногда осложненных разрывами. По данным ГСЗ, они имеют мантийные корни, некоторые из них фиксируются в гравитационном поле в виде цепочки изоаномал силы тяжести и находят очень четкое отражение на космических снимках.

Автономные тектонические движения в зонах разломов привели к формированию в докембрийском фундаменте системы продольных и поперечных выступов, ограничивающих внутриразломные впадины, которые оказали существенное влияние на характер осадконакопления девонских отложений, обусловив их сложный литолого-фациальный состав. Так, в зоне БА разлома [Гавриш, Рябчун, 1974а,б] выделяется система внутриразломных впадин — Грибово-Руднянско-Репкинская, Седневская, Холмско-Великозагорская, Дмитриевская и другие, которые разделяются поперечными выступами фундамента, тяготеющими к поперечным глубинным структурам и разломам архейско-раннепротерозойского заложения. Здесь выделяются Шарпиловский, Буравский, Брусилловский, Берестовский, Новотроицкий выступы, осложненные системой субмеридиональных разломов амплитудой 150—1000 м, ступенеобразно погружающихся в сторону мульды (рис. 1). Краевые разломо-пары отделяют шовную зону от приподнятых ступеней фундамента-борта и системы приразломных продольных выступов — Лоевского, Даничского, Брусилловско-Кошелевского, Плисков-

Рис. 1. Схема рельефа фундамента Днепровско-Донецкого рифта. Составили Л.И. Рябчун, В.К. Гавриш по материалам объединения "Укргеофизика"

1 — изогипсы преломляющего горизонта d_0 (поверхности фундамента); 2 — краевые разрывы (главные сбросы) Днепровско-Донецкого рифта (цифры в ромбах): 1 — Барановичско-Астраханского, 11 — Припятско-Маньчского глубинных разломов; 3 — внутренние разрывы, ограничивающие шовные зоны (цифры в ромбах): I' — Барановичско-Астраханского и II' — Припятско-Маньчского глубинных разломов; 4 — сопутствующие продольные и поперечные разрывы; 5 — линии геологических профилей; 6 — поперечные глубинные структуры и разломы архейского (?) заложения (цифры в кружках): I — Кремнеcko-Брянская, II — Тихичко-Гомельская; III — Новомиргород-Шорсовская; впадины в докембрийском фундаменте (буквы в кружках): Г — Грибоворуднянская, Р — Репинская, Се — Седневская, Х — Холмская, В — Великозагорская, Па — Пакульская, Н — Носовская, Ма — Малодевичкая, Ра — Раищенская, И — Ивановская, Ск — Скоренецкая, Го — Горбовская, МК — Михайло-Коцюбинская; выступы в докембрийском фундаменте (буквы в квадратах): Лв — Лоевский, Д — Даничский, Бу — Буровский, Б — Брусилловский, К — Кошелевский, В — Веднильцевский, Ч — Черемский, Ол-Хр — Олшевско-Хрещатинский, Л — Лосиновский, Мр — Мринский

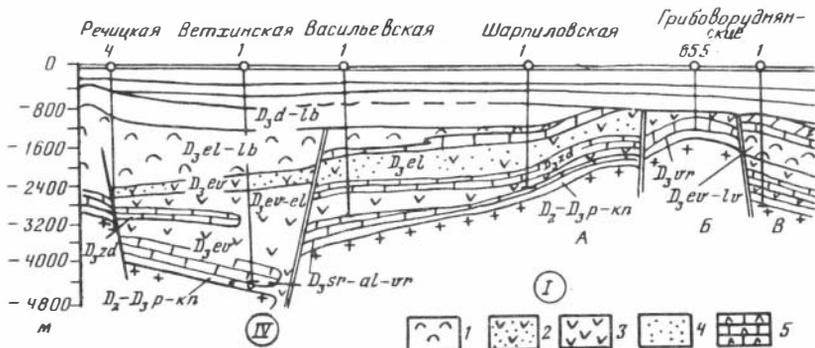
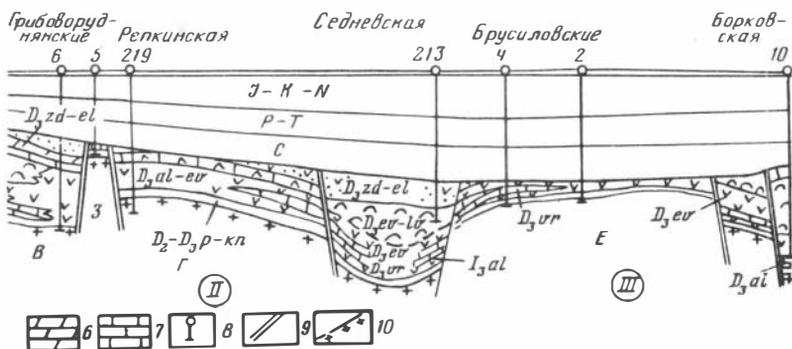


Рис. 2. Геологический профиль вдоль Барановичко-Астраханского глубинного разлома по линии сел Речица—Борковка. Составили Л.И. Рябчун, В.К. Гавриш по материалам объединения "Черниговнефтегазгеология"

Отложения: 1 — соленосные, 2 — туфогенно-осадочные, 3 — эффузивно-туфогенные, 4 — терригенные песчано-глинистые, 5 — известняково-ангидрито-глинистые аналоги соли, 6 — мергели, 7 — известняки; 8 — буровые скважины; 9 — разрывные нарушения; 10 — поверхность докембрийского фундамента; выступы докембрийского фундамента: А — Шарпиловский, Б — Лоевский, Г — Буровский, 3 — Даничский; впадины докембрийского фундамента: В — Грибоворуднянско-Репкинская, Д — Седневская, Ж — Холмская; поперечные глубинные структуры и разломы: I — Кремнецко-Брянская, II — Тикичко-Гомельский, III — Новомиргород-Шорсовский, IV — Брусиловско-Холмечский

ско-Лысогородского и др. Всего в зонах разломов выделяется до шести разрывов, которые с перерывами трассируются через всю впадину. Такая же картина наблюдается в зоне Припятско-Манычского разлома, где Ведильцевский, Мринский, Лосиновский, Монастырищенский и другие приразломные продольные выступы фундамента отделяют шовную зону с выделенными в ней Пакульской, Носовской, Малодевицкой, Прилукской, Мильковской, Антоновской и другими депрессиями, разделенными Хрещатинско-Олишевским, Старохуторским, Лубенско-Ромадановским и другими поперечными выступами фундамента. Последние соответствуют поперечным глубинным структурам и разломам субмеридиональной ориентировки. Описываемые структурные формы осложнены продольными (до 6) и поперечными разрывами, ступенчато спускающимися в сторону внутриразломных впадин, которые нашли отражение в строении осадочного чехла, в первую очередь девонских отложений. Они влияли на их мощности, литолого-фациальный состав, обусловив накопление мощных соленосных и эффузивных толщ. Внутриразломные депрессии осложнены более мелкими вложенными грабенами, в которых сохранились от размыва наибольшие мощности девонских отложений, в том числе франская и фаменская соль. Построенные геологические профили вдоль и вкрест простирания зон разломов [Гавриш, Рябчун, 1981] показали, что на участках пересечения зон краевых глубинных разломов с поперечными глубинными структурами (выступами) наблюдаются максимальные мощности вулканогенных образований, в основном позднефранского и позднефаменского возраста, которые способствовали формированию замкнутых солеродных бассейнов, где происходила садка соли — франской и фаменской.



Так, в зоне БА разлома среднедевонские эффузивы [Проблема..., 1973] приурочены к участкам пересечения БА разлома с Новомиргород-Щорсовской глубинной структурой (Брусилловская скв. 2, интервал 2749—2800 м и Городищенская скв. 500, интервал 1507—1565 м), алатырские вулканиты — к Кременецко-Брянской, Тикичско-Гомельской и Новомиргород-Щорсовской глубинным структурам, где они имеют мощность 36—75 м и встречены в грибоворуднянских, репкинских, брусилловских и других скважинах (рис. 2). Воронежско-Евлановские эффузивные образования пользуются повсеместным распространением, однако наибольшие их мощности также тяготеют к узлам пересечения с поперечными глубинными структурами, где они часто связаны с алатырскими и задонско-елецкими вулканитами.

Мощные толщи (172—1583 м) эффузивов щелочного ряда типа трахидабазов и их туфов, сиенит-порфиров и трахитовых лав евлановско-ливенского возраста зафиксированы в зоне пересечения БА разлома с Брусилловско-Холмечской и Кременецко-Брянской глубинными структурами в Васильевской скв. 1 (интервал 2961—3070), Шарпиловской скв. 1 (2504—2516 м), Ветхинской скв. 1. В последней описываемые разности объединяются с задонско-елецкими эффузивами в единую толщу мощностью 1583 м. Вблизи Тикичско-Гомельской глубинной структуры в зоне БА разлома (Буравский выступ) мощности воронежско-евлановских эффузивов основного состава и их туфов увеличиваются (до 540 м в Репкинской скв. 219, в грибоворуднянских скважинах 6 и 7 соответственно до 834 и 1222 м) по сравнению с Грибоворуднянской мульдой, где мощности их уменьшаются (соответственно до 380 и 197 м в скважинах 4 и 2). В зоне ПМ разлома (рис. 3) к этой структуре также тяготеют повышенные мощности евлановско-ливенских и данково-лебедянских эффузивов в Пакульской скв. 227 (827 м), Гуньковской скв. 218 (498 м), Ведельцевской скв. 6 (734 м), Ладинской скв. 1 (415 м). У Новомиргород-Щорсовской и Смеловско-Холмской глубинных структур (Мринская скв. 212, Монастырщенская скв. 19) эти образования полностью отсутствуют и соленосные отложения залегают непосредственно на воронежских карбонатных осадках. В зоне БА разлома на Новомиргород-Щорсовской структуре (Брусилловско-Кошелевский выступ), мощности этих образований увеличиваются до 534 м в Борковской скв. 10, по сравнению со скв. 8 (180 м),

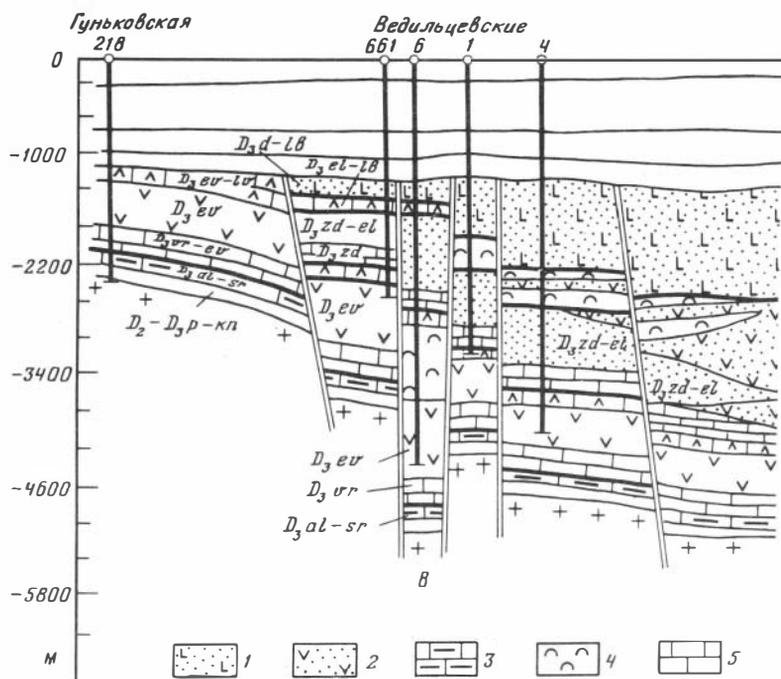


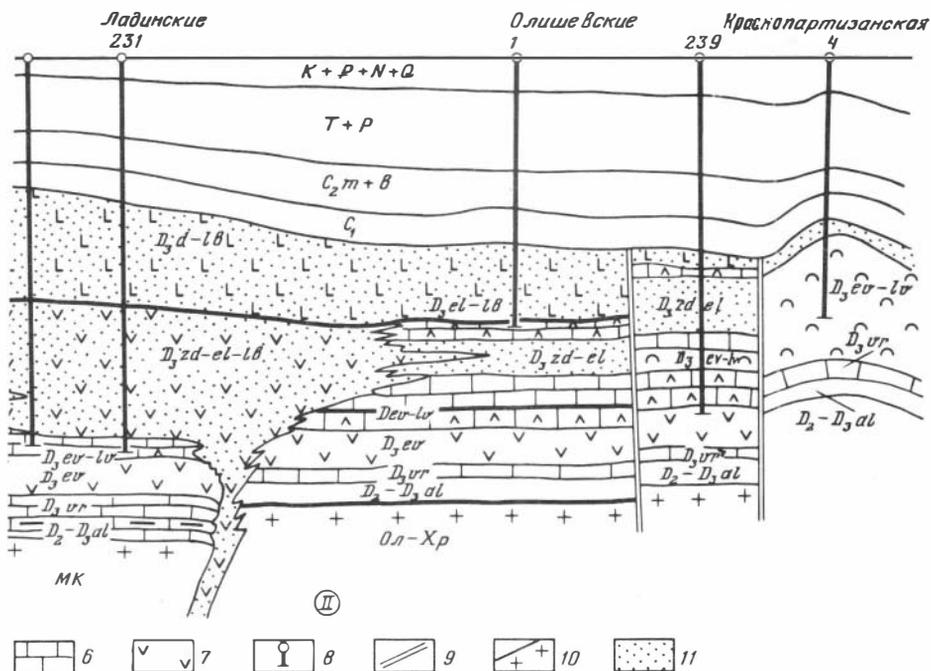
Рис. 3. Фрагмент геологического профиля вдоль Припятско-Маньчского глубинного разлома по линии сел Гуньки-Калайдинцы. Составили Л.И. Рябчун, В.К. Гавриш по данным объединения "Черниговнефтегазогеология"

Отложения: 1 — вулканогенные, 2 — терригенно-эффузивные, 3 — переслаивание известняков и глин; выступы докембрийского фундамента: В — Ведильцевский, ОЛ-ХР — Олишевско-Хрещатинский; МК — Михайло-Коцюбинская впадина докембрийского фундамента; остальные условия обозначения см. на рис. 2.

находящейся вдали от поперечной структуры. Эффузивно-туфогенные образования связаны с перекрывающими их соленосными отложениями эвлановско-ливенского возраста. Приурочены они, как правило, к погруженным блокам фундамента. Наибольшие их мощности (до 1800 м) сконцентрированы в пределах Грибоворуднянской, Средневской, Холмско-Великозагоровской, Дмитриевской внутриразломных мульд, сформировавшихся в зоне БА разлома в результате подвижек по продольным и поперечным нарушениям (см. рис. 2).

В северо-западной части зоны БА разлома описываемые соленосные отложения находятся в пластовом залегании и мало влияют на степень дислоцированности вышележащих осадочных отложений. Юго-восточнее Борковской площади широко развиты дисгармоничные [Китык, 1979] солянокупольные структуры (Холмская, Великозагоровская, Качановская и др.), а на участках больших мощностей соленосных образований — соляные диапиры (Дмитриевский, Роменский, Синевский, Валковский и др.), осложняющие структурный план осадочных образований вплоть до палеогена и антропогена.

Наиболее полный разрез соленосных осадков вскрыт скважинами



Берестовецкой 222 и борковскими 8 и 10 мощностью соответственно 2155, 1744 и 1873 м. Согласно Н.Ф. Балуховскому [1966], в этой толще нами выделяется шесть макроритмов мощностью от 250 до 665 м (рис. 4). Начинается каждый из них пачкой карбонатных пород — известняков, доломитов, мергелей с прослоями ангидритов, аргиллитов и заканчивается толщей соли. Шестой макроритм сложен карбонатно-глинистыми осадками и представляет собой начало задонско-елецкого карбонатно-глинистого мезоцикла осадконакопления, хотя в его нижней части иногда встречаются палеонтологические остатки переходного ливенско-задонского возраста. Распространение соли, с одной стороны, контролировалось продольными разломами, а с другой, — поперечными разрывами, осложняющими субмеридиональные глубинные структуры. При переходе от депрессионных участков зоны БА разлома к борту, а также продольным и поперечным выступам фундамента, происходит выклинивание либо фаціальное замещение соленосных образований их известково-доломито-ангидритовыми аналогами. Так, по линии грибоворуднянских скважин 2, 1 и 3 наблюдается уменьшение мощности соленосных отложений девона от 65 м в скв. 2 до 447 м в скв. 1 и до 148 м в скв. 3 за счет постепенного сокращения мощности соли в каждом ритме до полного их исчезновения в скв. 3. Такая же картина зафиксирована на Борковской площади. По линии профиля, проходящего через скважины 6, 10, 2, 7, 11 и 9 при сохранении общей мощности (1100 м) всех шести соленосных ритмов в скв. 11, расположенной у краевого нарушения, происходит увеличение толщины карбонатно-

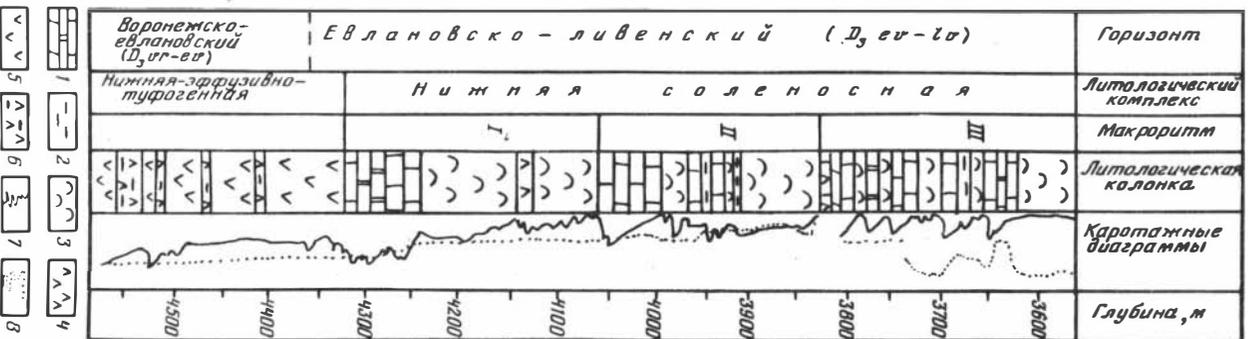
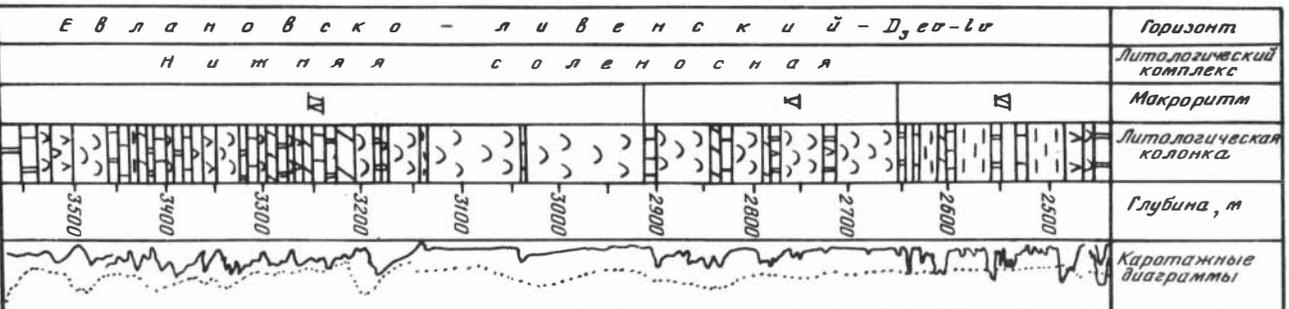


Рис. 4. Геологический разрез Франских отложений Берестовицкой св. 222. Составили В. К. Гавриш, Л. И. Рабчун

1 — известняки, доломиты, мергели; 2 — аргиллиты; 3 — соль; 4 — анкидриты; 5 — эффузивы; 6 — туфы; 7 — по градиент-зонду; 8 — по поливариационному сопоставлению

глинистых и ангидритовых прослоев за счет уменьшения соленосных. В скв. 3 отмечается сокращение солевой толщи до 860 м за счет уменьшения мощностей прослоев соли в каждом ритме, а в скв. 9, расположенной на борту ДДВ, соленосным образованиям соответствует 83-метровая пачка карбонатно-глинистых пород с прослоями ангидритов, предположительно евлановско-ливенского возраста.

При переходе от Грибоворуднянской мульды к Тикичско-Гомельской глубинной структуре (Буровский выступ) также отмечается смена фациального состава пород от соленосных образований в пределах депрессии (Грибоворуднянская скв. 1 — 447 м) к ритмично чередующейся пачке известняков, ангидритов, мергелей и аргиллитов мощностью 131 м (Репкинская скв. 219). На Брусиловском поперечном выступе фундамента (Новомиргород-Щорсовская глубинная структура), а также Шарпиловском, Лоевском выступах (Кременецко-Брянская глубинная структура) соленосные отложения отсутствуют (см. рис. 2).

Фаменская соль в зоне БА разлома на Черниговской седловине сохранилась только в пределах Хоямской мульды (Максаковская скв. 4, Кинашевская скв. 2, Адамовская скв. 1). О наличии этих осадков в других мульдах данные пока отсутствуют.

В отличие от зоны БА разлома, где соленосные осадки выполняют в основном внутриразломные мульды, в пределах ПМ разлома соленосные разрезы часто встречаются как во впадинах, так и на приразломных продольных выступах фундамента (Мринский, Монастырищенский, Ромодановский, Исачковско-Терновщинский), что, по-видимому, объясняется неоднократными реверсивными подвижками этой зоны по разрывным нарушениям. На наиболее приподнятых ступенях фундамента, связанных в основном с поперечными глубинными структурами (Олишевско-Хрещатинский, Старохуторский, Богачанский, Белоцерковский выступы), на некоторых продольных выступах (Ведильцевский), а также на борту ДДВ (Калайдинцевская скв. 220) эти отложения либо развиты, либо замещаются их карбонатно-глинистыми аналогами мощностью от 122 до 330 м (см. рис. 3).

В зоне ПМ разлома, учитывая данные И.В. Галицкого, В.А. Хоменко и на основании корреляции разрезов девонских отложений, мы всю соленосно-карбонатную толщу относим к воронежско-евлановско-ливенскому времени [Гавриш, Рябчун, 1977] и выделяем в ней, как и в зоне БА разлома, шесть макроритмов осадконакопления. Ритмы характеризуются постоянной мощностью и прослеживаются по всем скважинам, значительно увеличиваясь на соляных штоках. Условно первые три ритма сопоставляем с воронежскими карбонатно-глинистыми образованиями, вскрытыми Грибоворуднянской скв. 1 и ведильцевскими скважинами, четвертый ритм в нижней части соответствует евлановским глинисто-карбонатным образованиям, а в верхней — евлановско-ливенским соленосным. В пределах погруженных блоков Ведильцевского и Олишевского выступов фундамента, а также на Зачепиловской площади сохранились ритмично переслаивающиеся (четыре макроритма) елецко-лебединские соленосно-карбонатные образования, а на возвышенных участках — их известково-глинистые аналоги мощностью от 47 до 383 м в ведильцевских скважинах 4

и 661 (см. рис. 3). На борту рифта эти осадки отсутствуют. Строение ритмов данково-лебедянской соли аналогично строению евлановско-ливленской.

Наличие прослов эффузивов в разрезах франской и фаменской соли (Седневская скв. 213, Ведильцевская скв. 4, Шарпиловская скв. 1 и др.) свидетельствует о синхронности накопления соленосных и вулканогенных толщ.

Палеоструктурно-геологический анализ показывает, что ослабленные участки фундамента в зоне БА и ПМ разломов погрузились по системе продольных и поперечных нарушений. В результате сформировалась цепочка внутриразломных мульд и желобообразных прогибов. Их проседание происходило непрерывно-прерывисто, что отразилось в ритмичном чередовании морских карбонатно-глинистых и соленосных осадков. Предполагается [Гавриш, 1979], что садке соли в прогибах (Припятский рифт, Грибоворуднянская, Седневская, Холмско-Великозагоровская и другие мульды) благоприятствовало влияние поперечных глубинных структур и мощных эффузивных толщ, которые препятствовали доступу в прогибы морской воды нормальной солености. В отличие от мульд на выступах фундамента накапливались только карбонатно-глинистые породы, которые местами (Кошелевский и другие выступы) в дальнейшем были развиты.

В процессе формирования залежей углеводородов в зонах краевых глубинных разломов девонская соль играет важную роль. Прежде всего она способствует формированию солянокупольных локальных поднятий, с которыми в регионе связан целый ряд месторождений нефти и газа. В зоне БА разлома это — солянокупольные структуры типа Холмской, Качановской, Рыбальской, зачастую прорванные соляными штоками (Роменская, Дмитриевская и др.), в зоне ПМ разлома — Малодевицкая, Мильковская, Богдановская. Новогригорьевская солянокупольные структуры или Луговиковский, Перещепинский и прочие штоки.

Промышленные скопления углеводородов в этой группе поднятий связаны со структурными ловушками и приурочены чаще всего к краенноугольным отложениям, а в зоне БА разлома также к пермским, триасовым и юрским образованиям. Незначительные притоки зафиксированы и в девонских разрезах. Они связаны с межсолевыми, внутрисолевыми и подсолевыми отложениями (Качановское, Сагайдакское месторождения). Залежи, как правило, многопластовые, сводовые, иногда тектонически экранированные, с самостоятельными водонефтяными и водогазовыми контактами.

В зоне БА разлома к этому типу могут быть отнесены Качановское, Рыбальское нефтяные месторождения, а в зоне ПМ разлома — Малодевицкое, Прилукское нефтяные месторождения, Богдановское, Сагайдакское, Новогригорьевское, Суходоловское газовые месторождения.

Помимо структурообразующего фактора, для соли характерна роль тектонического и стратиграфического экрана при формировании неструктурных ловушек углеводородов. В результате исследований последних лет в пределах Переволочнянского продольного выступа

фундамента нами выделена перспективная в нефтегазоносном отношении зона песчаников — В—15 и В—16 (C_1V_2) аномально увеличенной мощности, предположительно барового генезиса, которая по простирацию контактирует с Иваницким соляным штоком. Предполагается, что соль здесь может быть надежным экраном по восстанию слоев для формирования тектонически экранированной залежи на этом участке. Поиск неантиклинальных ловушек сейчас в Днепроовско-Донецкой впадине весьма важен. Поэтому изучение характера распространения соли, условий залегания и взаимоотношений соляных штоков с каменноугольными и более молодыми образованиями может сыграть очень важную роль при поисках новых месторождений нефти и газа как структурного, так и неструктурного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Балуховский Н. Ф.* Геологические циклы. Киев: Наук. думка, 1966. 168 с.
- Гавриш В. К.* Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения (на примере Доно-Днепроовского прогиба). Киев: Наук. думка, 1966. 270 с.
- Гавриш В. К.* Палеотектонические условия формирования соленосных толщ Днепроовско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения: Тез. докл. II Всесоюз. солевого совещ. Ново-сибирск: Наука, 1979, т. 2, с. 100—101.
- Гавриш В. К., Рябчун Л. И.* Роль глубинных разломов в накоплении соленосных формаций ДДВ. — В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1974а, с. 36—46.
- Гавриш В. К., Рябчун Л. И.* О связи рифтообразования и вулканизма. — В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1974б, с. 23—35.
- Гавриш В. К., Рябчун Л. И.* Генезис и нефтегазоносность краевых глубинных разломов Днепроовско-Донецкого рифта. Киев: Наук. думка, 1981. 150 с.
- Китык В. И.* Дисгармоничные складки осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1979. 127 с.
- Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепроовско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1973. 190 с.

УДК 553.63(575.3)

Т. С. САДЫКОВ

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Соленосная толща в Юго-Западном Таджикистане залегает в основании разреза нижнего мела. Она ограничена с севера и северо-востока соответственно Душанбинским прогибом и Гиссарским хребтом, с востока — Дарвазским поднятием. Здесь соляные месторождения характеризуются пластовой и диапировой формой залегания галогенной толщи. Галогенная толща состоит из подстилающих и покрывающих гипсо-ангидритов и собственно соленосной толщи. При сопоставлении состава пород соляной толщи с боковыми вмещающими гипсоносными и красноцветными породами выявлено их сходство по содержанию в тех и в других аутигенного доломита и гематита.

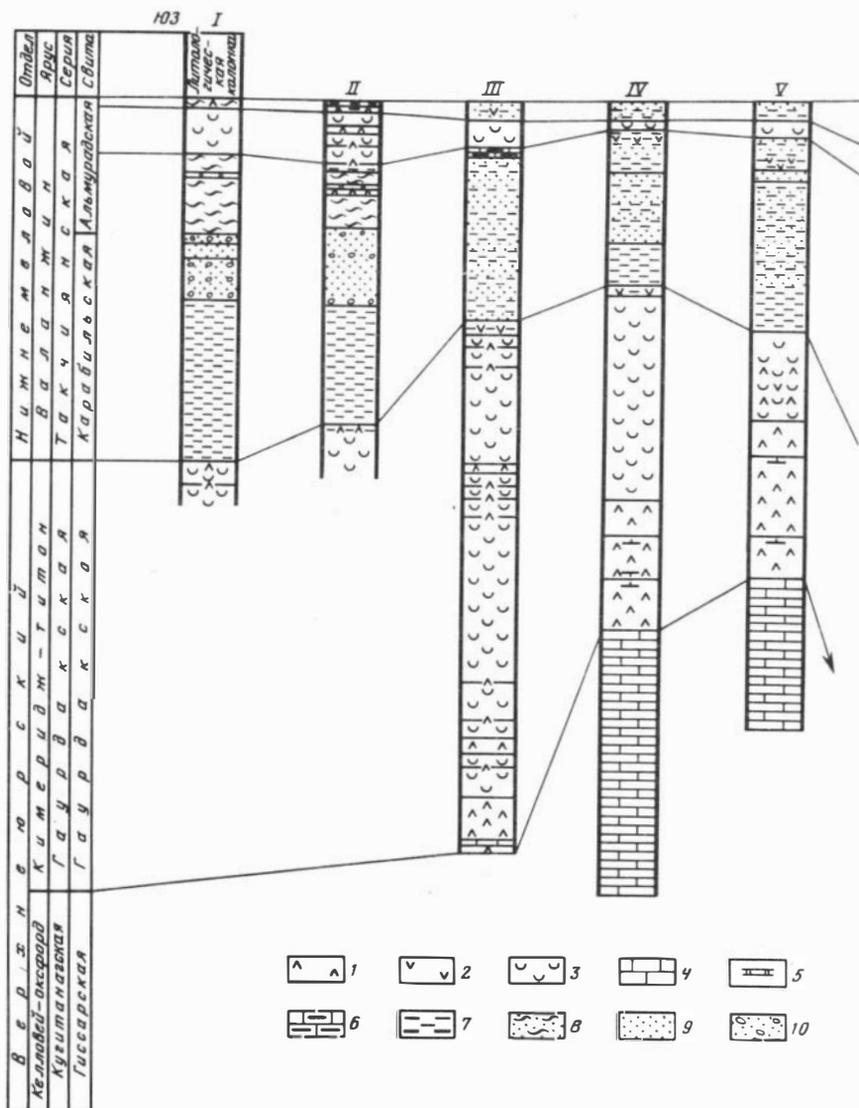
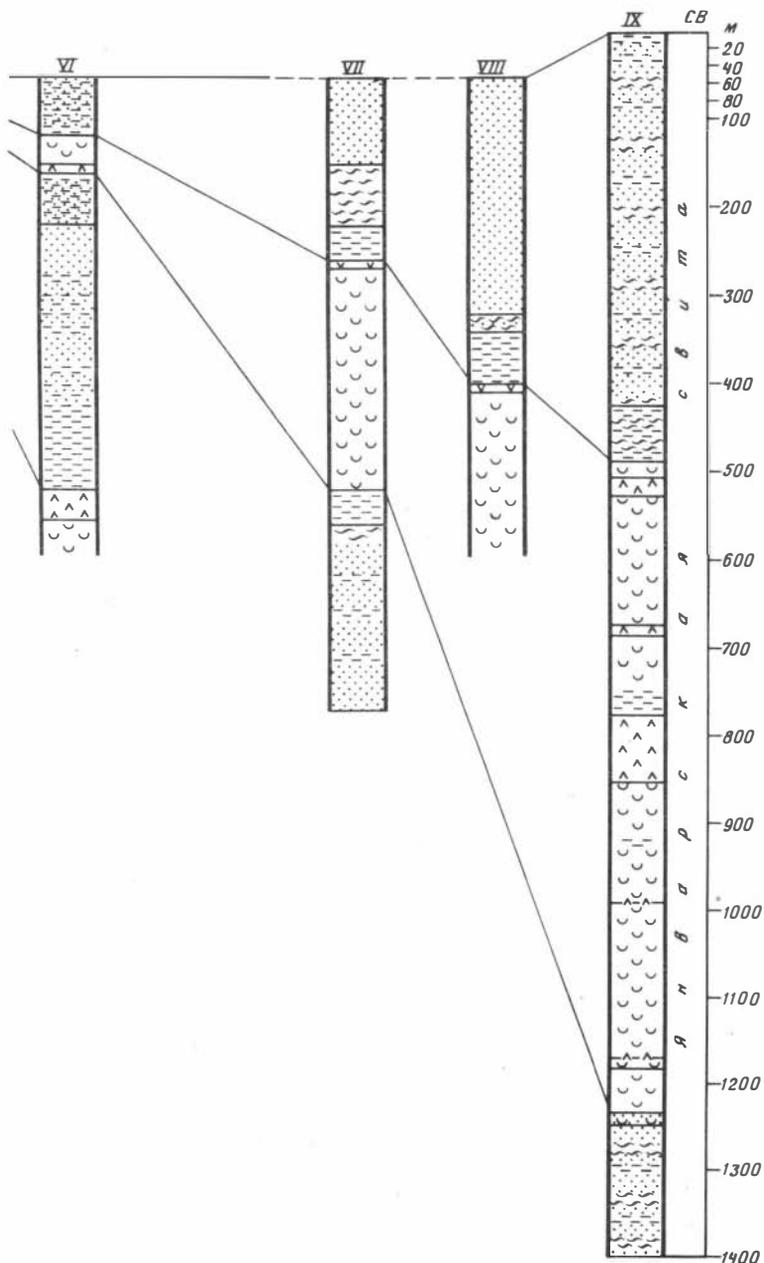


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов мезозойской галогенной формации юга Средней Азии

1 — ангидриты; 2 — гипсы; 3 — каменная соль; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — мергели; 7 — глины; 8 — алевролиты; 9 — песчаники; 10 — гравелиты. В колонках даны разрезы по соляным структурам: I — Карлюк, II — Карабиль, III — Белесыйнак, IV — Караиль, V — Гумбулак, VI — Аджмаш, VII — Каратау, VIII — Нурек, IX — Санглак

Соляная толща в основном имеет серую окраску, местами, особенно в верхней и нижней частях, с прослойками красно-бурой каменной соли. Слоистость обусловлена главным образом чередованием разновидностей серо- и красноцветной окраски, а также наличием сосредоточенных и рассеянных включений глин зеленовато-серого и красно-



бурого цвета. Мощность соляной толщи к периферийной части впадины (депрессии) к северу и востоку постепенно уменьшается, а мощность подстилающих и покрывающих ее гипсо-ангидритовых пород — увеличивается (рис. 1). Далее галогенные породы замещаются галопелитами и континентальными красноцветными осадками.

Примеси глин, в основном терригенного происхождения, а также ангидриты более широко развиты на месторождениях Тутбулак (20—30%), Нурек (10—20%), Дарайнамак (30—40%) и в других пунктах, расположенных в периферийной части впадины. Здесь соляная толща претерпевает фаціальное изменение, т.е. сменяется гипсо-ангидритами, а затем загипсованным глинистым материалом. Для ангидрита или гипсо-ангидрита характерны мелкозернистость, в меньшей степени — рыхловатость и тонкослойчатость. Последняя обусловлена ритмичным распределением темноцветного доломита и обуглившегося органического вещества.

Чередование в галогенной толще хлоридов Na и сульфатов Ca свидетельствует о том, что переход от первой ко второй или наоборот произошел не сразу, а постепенно. Пульсационный характер колебательных тектонических движений, которые испытывали районы Таджикской депрессии на фоне общего медленного поднятия или, наоборот, прогибания, обусловил частую смену и чередование в разрезах осадков лагунных и континентальных фаций.

Накопление соляных отложений происходило в более мелководном солеродном бассейне, образовавшемся в условиях континента или неглубоких лагун и пресных водоемов, о чем свидетельствуют ритмичное строение и четко выраженная сезонная слоистость (или полосчатость) соляной толщи, наличие слоев тонкослоистого ангидрита и "соляных глин" в толще каменной соли.

Значительная часть галогенных осадков формируется на дне водоема в условиях неравномерного опускания. Водными потоками в виде истинных и коллоидных растворов в солеродный бассейн сносились также Fe, Cu и Mn, окисные соединения которого местами придавали соляной толще розоватую окраску. Более мощные и относительно чистые соляные отложения отмечаются в районе Кулябской синклинали, где эвапориты вблизи земной поверхности выражены в виде соляных куполов. Здесь соляные диапиры сформировались в четвертичном периоде в результате выдавливания и растекания или гидровулканизма (Иванчук П.П., Лучников В.С.) соляной массы по ослабленным участкам позднеальпийских разрывных нарушений.

Формирование солянокупольных месторождений кулябской группы сопровождалось многочисленными разрывами и раздроблением вышележащих пород (Пушион, Кангурт, Алимтае и др.), об этом же свидетельствуют и обломки третичных и мезозойских пород среди соляной массы.

После выхода на поверхность пластичная соляная масса стекла, обволакивая и ангидритовые прослои в виде глыб, в сторону опущенного крыла антиклиналей, образуя слоистые соляные штоки или диапиры грибообразной формы. Мощность их от 10 до 1200 м и более. Затем поверхность соляного "гриба", выветриваясь и растворяясь атмосферными осадками, покрылась гипсо-ангидритовым кепроком, а также лессовидными породами. Местами соляные карнизы лежат непосредственно на четвертичных галечниках или лессовидных суглинках.

Следовательно, солянокупольные месторождения кулябской группы

образовались в антропогене в результате постепенного подъема раннемеловой галогенной толщи из мест их первоначального пластового залегания в более высокие стратиграфические горизонты, из мест высокого давления в области пониженного давления. Для этих месторождений типичны поэтому грибообразная форма и тектонический характер контакта соляной массы с антропогеновыми, неогеновыми, палеогеновыми и верхнемеловыми отложениями. Этим отчасти и объясняется, что возраст их до сих пор определяется по-разному.

Литологическая смена снизу вверх по разрезу галогенной толщи конгломератово-галечниковых, песчано-алевролитовых и глинисто-гипсовых пород терригенного состава соответствует поступательному развитию осадков, образовавшихся в лагунно-континентальных условиях [Петров, Чистяков, 1972]. Об этом свидетельствует также кварцево-граувакковый состав породы, содержащей гидрослюда.

Закономерное увеличение в соляной толще глинистых включений и прослоев тонкослонистого ангидрита, а также покрывающих и подстилающих ее пластов гипсо-ангидрита от центра к периферии впадины позволяет предположить, что отложение солей происходило в континентальных условиях [Рухин, 1961] и связано с межгорными впадинами [Страхов, 1962].

Сравнительный анализ вещественного состава и геохимических особенностей, в том числе значений бромхлорных коэффициентов солей Юго-Западного Таджикистана с верхнеюрскими эвапоритами Юго-Западного Гиссара [Селецкий, Деревягин, 1969], свидетельствуют о коренных различиях между ними. Эти различия обусловлены иными фациальными и гидрохимическими условиями формирования соляных месторождений Юго-Западного Таджикистана (рис. 2, 3).

На Юго-Западном Гиссаре верхнеюрская галогенная формация представлена фациями прогрессивного усыхающего морского бассейна — известняками, ангидритами и, выше, солями — сначала натриевыми, а потом калийными и магниальными. По данным В.С. Попова [1962], питание верхнеюрского солеродного бассейна морскими водами происходило с запада, что обусловило возрастание концентрации рассолов в восточном направлении этого бассейна. Если бы соляные отложения Юго-Западного Таджикистана были бы едиными с верхнеюрской галогенной формацией Юго-Западного Гиссара, то расположение рассматриваемого района в восточной части верхнеюрского солеродного бассейна — наиболее удаленной, а стало быть, и менее всего связанной с морем, способствовало бы образованию в нем мощных залежей калийных и магниальных солей. Однако этого здесь не наблюдается.

Содержание К составляет 0,01—0,1%, относительно повышенные концентрации К (0,03—0,26%) наблюдаются в солянокупольных месторождениях кулябской группы, что связано с наличием микровключений сильвина или остаточной рапы, сохранившейся в отдельных зернах галита. Здесь отсутствуют макровключения сильвина, карналлита, риннеита, данбурита, гидроборацита, магнетита.

Основными пороодообразующими минералами соляных месторождений Юго-Западного Таджикистана являются галит, ангидрит, гипс.

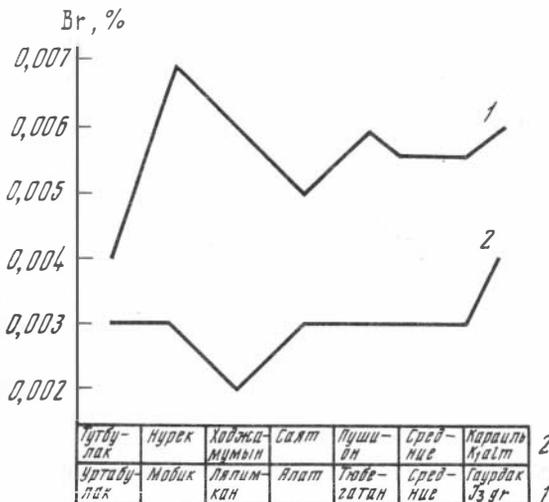


Рис. 2. Гистограммы средних содержания Br в галите месторождений солей юга Средней Азии

1 — Бешкентский прогиб, Юго-Западный Гиссар; 2 — Таджикская депрессия

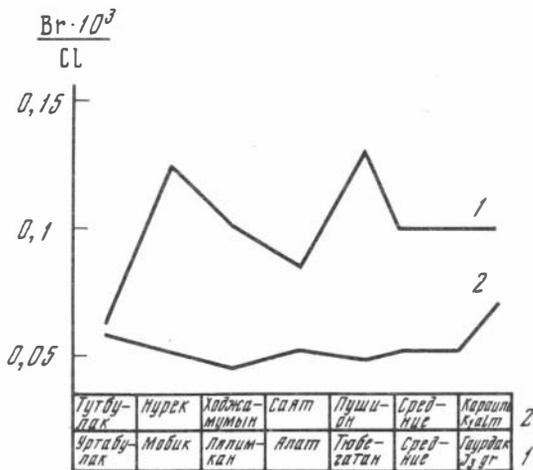


Рис. 3. Гистограммы средних бромхлорных коэффициентов в галите месторождений солей юга Средней Азии

Условные обозначения см. на рис. 2

Подавляющая масса нерастворимого в воде остатка каменной соли сложена аутигенными минералами, терригенные же встречаются в единичных зернах.

Среди водонерастворимых аутигенных минералов наиболее распространены сульфаты (ангидрит) и карбонаты (доломит), а также кварц. В меньшей степени развит гематит, весьма редко встречаются пирит, турмалин, целестин, барит, а также обломки вулканического стекла.

Наблюдается сходство терригенной части соляной толщи с красноцветными отложениями нижнего мела по содержанию аутигенного доломита, гематита, а также меди.

Галит — главный породообразующий минерал соляной толщи. Форма его разнообразная: от идиоморфных кубических кристалликов и ориентированных призматических удлинённых до совершенно неправильных скоплений с неровными, сильно извилистыми контурами. Размер зерен колеблется от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров.

В крупных и мелких зернах галита отмечаются газово-жидкие микровключения, имеющие округлую и удлинённую форму размером до 0,2 мм в поперечнике. В некоторых из них находятся мелкие (0,01–0,03 мм) кубические кристаллики галита. Часто в шлифе наблюдаются кубические пустотки, содержащие газовый пузырек. Иногда можно видеть цепочки таких пузырьков, вытянутых по прямой линии. Некоторые пустотки, видимо, содержат сероводород, чем объясняется запах, появляющийся при раскалывании каменной соли, особенно на месторождении Саят.

В нижней части разреза соляной толщи Саятского месторождения отмечается более интенсивный запах сероводорода. Присутствие в отдельных зернах галита газово-жидких микровключений, а также глинистых веществ свидетельствует о том, что перекристаллизацией еще не уничтожены следы первичного осадка.

Преобладающий цвет галита — светло-серый, реже серый с розоватым оттенком. Порфиروبласты галита обычно прозрачные или бесцветные. Окраска галита зависит, видимо, от наличия в нем тех или иных примесей. Под микроскопом в шлифах видно, что бесцветный, водяно-прозрачный галит лишен каких-либо более или менее крупных включений. Серая окраска его обуславливается включением тонкорассеянного ангидрита, розовая связана с присутствием тонкодисперсных гидроокислов Fe, а также включениями глин. Интенсивность окраски обычно уменьшается от периферии к центру зерен. При спектроскопическом изучении галита установлено, что для разновидности с розовой окраской характерны присутствие в тысячных долях процента Mn и повышенные содержания (до 1%) Fe.

Удельный вес галита, по определению микрообъемным методом, составляет 2,1—2,2 (среднее — 2,16). Показатель преломления белого и светло-серого галита равен $1,543 \pm 0,002$. Часто такой же показатель преломления отмечен у галита светло-розового, и, редко, розоватого цветов. Для последнего характерен показатель преломления $1,546 \pm 0,002$.

Из минеральных включений в галите чаще всего присутствуют ангидрит, доломит, кварц, иногда пирит. Сравнительно реже отмечены мелкие единичные зерна аутигенного турмалина. Эти минералы располагаются преимущественно на стыках зерен галита и вдоль трещинок в нем, а также в виде включений в самих зернах галита. Очень редко попадают мелкие включения сильвина.

Характерно, что мелкие зерна галита сильно загрязнены рассеянным глинистым веществом. При перекристаллизации глинистое вещество

развивается по трещинкам и вокруг зерен галита, что иногда приводит к образованию петельчатой текстуры.

Кроме того, среди галита наблюдаются обособленные скопления глинистого вещества. В скоплениях обычно присутствуют отдельные зерна карбоната, ангидрита, реже кварца и рудного минерала. Спектральным анализом в галите в незначительном количестве обнаружены Cu, Sr, Al, Ti и Mn, в трех пробах — В (0,001%).

Сильвин зарегистрирован лишь в единичных шлифах. Он встречается в виде мелких округлых, овальных "каплевидных" скоплений между зернами галита или внутри их. Благодаря дисперсному эффекту сильвин как низкопреломляющий минерал имеет золотисто-желтый оттенок. Подтвердить его контакты не удалось, так как ни в одном из многочисленных иммерсионных препаратов он не был уловлен.

Лангбейнит был встречен только в трех шлифах каменной соли из месторождения Тутбулак, в средней части разреза соляной толщи. Он образует в галите мелкие кубические кристаллы и неправильные зерна размером 0,01—0,05 м. Показатель преломления его составляет $1,535 \pm 0,002$.

Ангидрит является одним из главных породообразующих минералов. Он устанавливается как микроскопически, так и визуально в виде одиночных таблитчатых зерен прямоугольной формы вдоль контактов и на стыках зерен галита. Обычно агрегатные скопления короткопризматических кристаллов ангидрита имеют тонкослоистую текстуру. Местами на поверхности гипсо-ангидритового кепрока наблюдаются переходы ангидрита в гипс.

Гипс является породообразующим минералом в покрывающих и, реже, подстилающих гипсовых и гипсо-ангидритовых породах. Второстепенное значение он имеет во вмещающих глинисто-алевролитах и очень редко встречается в самой толще каменной соли.

Во всех этих породах гипс представлен неправильными зернами или агрегатами одинаково ориентированных зерен размером 0,2—0,8 мм. Иногда в этих зернах присутствуют более мелкие зерна (0,03—0,09 мм), имеющие иную ориентировку. Местами вокруг зерен гипса и по их краям наблюдаются скопления глинистого вещества, а также карбоната. В глинистых алевролитах гипс, тесно ассоциируя с карбонатами, часто окаймляет или рассекает их. В песчаниках встречается гипсовый цемент. В гипсовых и гипсо-ангидритовых породах гипс является вторичным образованием по ангидриту, от которого местами сохранились только реликты. Здесь гипс образует тонко- и мелкозернистые агрегаты, светло-серого и почти белого цвета. В каменной соли гипс встречается очень редко и устанавливается лишь под микроскопом. В единичных шлифах наблюдались явления замещения гипса кварцем.

Карбонат в каменной соли и гипсо-ангидритовых породах представлен преимущественно доломитом, а в глинистых породах — кальцитом. Правильные кристаллы характерны для доломита. Очень редко, причем в верхней части соляной толщи, отмечаются неправильные формы пластинчатые зерна (0,6 мм) с неровными сглаженными контурами магнетита.

Зерна кальцита имеют размер менее 0,01 мм. Иногда он отмечается как на стыке зерен гипса и ангидрита в гипсо-ангидритовой породе, так и среди каменной соли в виде мелких скоплений неправильной формы размером 2—4 мм.

Доломит встречается в двух формах: кристаллической и аморфной. Его образование связано с илоподобными породами. Доломит кристаллический, различимый под бинокляром или визуально, имеет бледно-розовый цвет с различными оттенками в отдельных кристаллах. Величина ромбоэдрических кристаллов доломита достигает иногда до 0,5—1 см. Он отмечается в основном в соляной толще, расположенной вблизи периферийной части впадины. Доломит аморфный имеет темно-серый цвет.

Кварц встречается в двух формах: в виде обломков, входящих в состав "соляных глин", и в виде аутигенных образований. Размеры зерен кварца достигают 2 мм. Кристаллы кварца приурочены к контактам зерен галита, к трещинкам в них, а также в виде включений наблюдаются в самих зернах галита. Часто один конец кристалла находится в галопелите, а другой — в галите.

Целестин встречается очень часто в виде единичных зерен брусковидной формы в водонерастворимом остатке каменной соли с содержанием до 0,5%. Минерал бесцветный, наблюдается в виде мелких удлиненных зерен размером до 0,01×0,3 мм. Показатели преломления минерала по Ng = 1,62±0,003; Nr = 1,631±0,003.

Барит, как и целестин, наблюдается отдельными зернами таблитчатой и неправильной формы в водонерастворимой части каменной соли. Характерный признак минерала — наличие пылевидных непрозрачных включений. Минерал выделяется по низкому двупреломлению, прямому погасанию и показателям преломления Ng = 1,64±0,002; Nr = 1,633±0,002.

Турмалин в небольшом количестве встречается как в водонерастворимой части, так и в самой каменной соли. Реже одиночные кристаллы турмалина встречаются в самих зернах галита и вдоль трещинок в нем. Размеры кристаллов аутигенного турмалина достигают 0,02×0,2 мм. Интересно отметить, что когда турмалин находится в соляных глинах, размер его зерен, как правило, во много раз крупнее привнесенных обломочных частиц других минералов. Кристаллы турмалина обычно длиннопризматические с гранями пирамид на обоих концах.

Пирит отмечается редко, но преимущественно в виде идиоморфных кристалликов, иногда неправильно-округлой формы размером 0,01—1 мм. Максимальное содержание пирита наблюдается в нижней части соляной толщи на месторождении Тутбулак и Нурек.

Гематит встречается главным образом в каменной соли розовато- и коричневатого-красного цвета преимущественно в виде одиночных кристалликов пластинчатой формы размером от долей до 1—3 мм в поперечнике. Под бинокляром видно, что минерал имеет черный цвет. Повышенное содержание гематита (до 1%) наблюдается редко, в основном в глинистом галите красновато-коричневого цвета. Располагается гематит между зернами галита и вдоль трещинок

в них, местами в глинистых скоплениях, выполняющих промежутки между зернами галита. Включения мелких пластинок гематита наблюдались также в хорошо образованных призматических кристалликах аутигенного кварца с развитыми головками на обоих концах. Нередко гематит находится внутри зерен галита. Интересно отметить, что на месторождении Ходжамумын в отдельных случаях чешуйки гематита изогнуты, что указывает на пластические деформации, имевшие место в галите. Местами пластичные кристаллы гематита располагаются одновременно в двух зернах галита.

Кроме описанных аутигенных минералов, в водонерастворимой части каменной соли иногда в небольших количествах встречаются такие минералы, как хлорит, биотит, полевой шпат, циркон, сфен, рутил, гранат, шпинель, брукит, ильменит, апатит, эпидот, дистен, роговая обманка и вулканическое стекло. Они связаны с наличием соляных глин.

Вулканическое стекло бесцветное, прозрачное, имеет неправильную остроугольную форму, иногда контуры зерен слегка сглажены, как бы оплавлены. Размеры зерен достигают 2 мм.

В результате изучения минералогического состава галопелитов и глинистых включений фракции менее 0,001 мм установлено, что они представлены гидрослюдами с примесью монтмориллонита. Это указывает на тесную связь соляной толщи с вмещающими ее красноцветными отложениями нижнего мела.

ЛИТЕРАТУРА

Петров Н.П., Чистяков П.А. Генетические и парагенитические связи галогенных и красноцветных формаций Узбекистана. — Зап. Узб. отд. ВМО, 1972, вып. 25, с. 53—58.

Попов В.С. Верхнеюрская галогенная формация внутри континентальных морских водоемов Средней Азии. — Литология и полез. ископаемые, 1968, № 1, с. 56—69.

Рухин Л.Б. Основы литологии: (Учение об осадочных породах). Л.: Гостоптехиздат, 1961. 779 с.

Седлецкий В.И., Деревягин В.С. Распределение брома в мезозойских соляных отложениях Средней Азии и его коррелятивное значение. — ДАН СССР, 1969, т. 185, № 1, с. 185—187.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 551 с.

НЕКОТОРЫЕ ПУТИ ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ СОЛЕЙ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (на примере выделения бишофита)

До последнего времени представление об особенностях строения соленосных отложений Нижнего Поволжья и их фациальном составе основывалось на данных бурения. Существующее различие в физических параметрах соляных пород (скорость распространения упругих колебаний, плотность и т.д.) создает принципиальную предпосылку для расчленения соляного разреза на составляющие его разности и прослеживание их в пространстве на основе геофизических — сейсмических исследований. Для решения этой задачи были использованы сейсмические материалы, выполненные в разные годы трестом "Волгограднефтегеофизика" при проведении поисковых работ на нефть и газ. Методика полевых работ носила стандартный характер, как при поисках структур в подсолевых отложениях, и основывалась на аналоговом варианте регистрации отраженных волн. Обработка полевого материала осуществлялась на ЭВМ типа ЕС-1055 по программам СЦС-3 и "Вестерн". Основной задачей являлся поиск критериев выделения установленных по промысловым данным ритмопачек, а также опознание и прослеживание по площади относительно маломощных (30—60 м) пластов бишофита. В связи с этим внимание при обработке было уделено подавлению волн-помех и повышению разрешенности записи для расширения спектра частот отраженного импульса полезного сигнала.

Работы проводились на трех участках-Приволжской моноклинали с пластовым и пологим залеганием солей и в пределах Светлоярского соляного купола. Эти площади имеют неодинаковую полноту соляного разреза (ритмопачек), различное количество бишофитовых пластов и хорошо изучены бурением. Последнее является важным фактором при оценке объективности получаемого сейсмического материала.

Наибольшее количество бишофитовых пластов установлено на Лугово-Пролейской площади, где они в виде обширных линз приурочены к ритмопачкам 7, 8, 9 и тектонически соответствуют зоне максимального прогибания кунгурского палеобассейна. Мощность нижнего бишофитового пласта (66 м) фиксируется в скв. 584, среднего (32 м) — в скв. 583 и верхнего (34 м) — в скважинах 583, 584. К западу и востоку по мере обмеления палеобассейна мощность пластов с магниевой минерализацией сокращается [Ермаков, Гребенников, 1977]. Лугово-Пролейская площадь выбрана как полигонный участок при проведении сейсмических работ. Сейсмопрофиль проложен через скважины 583, 584, 588, 585, 589 и пересекает крайнюю восточную часть моноклинали в зоне бортового уступа Прикаспийской впадины. Расстояние между скважинами составляет около 1 км.

С целью лучшего восприятия полученный временной разрез

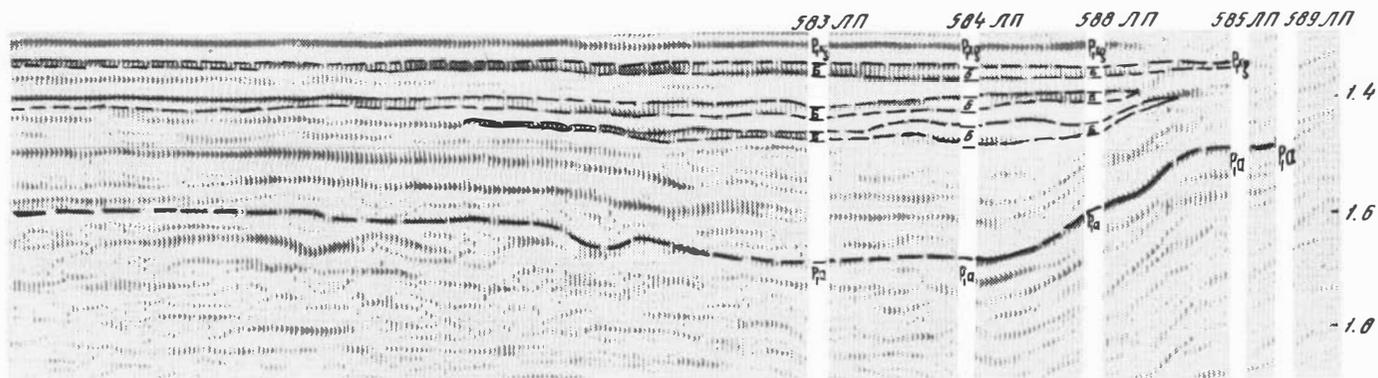


Рис. 1. Сейсмический временной разрез 770114 Лугово-Пролейской площади в варианте палео профиля на конец кунгурского века
 Б — пласты бифонита

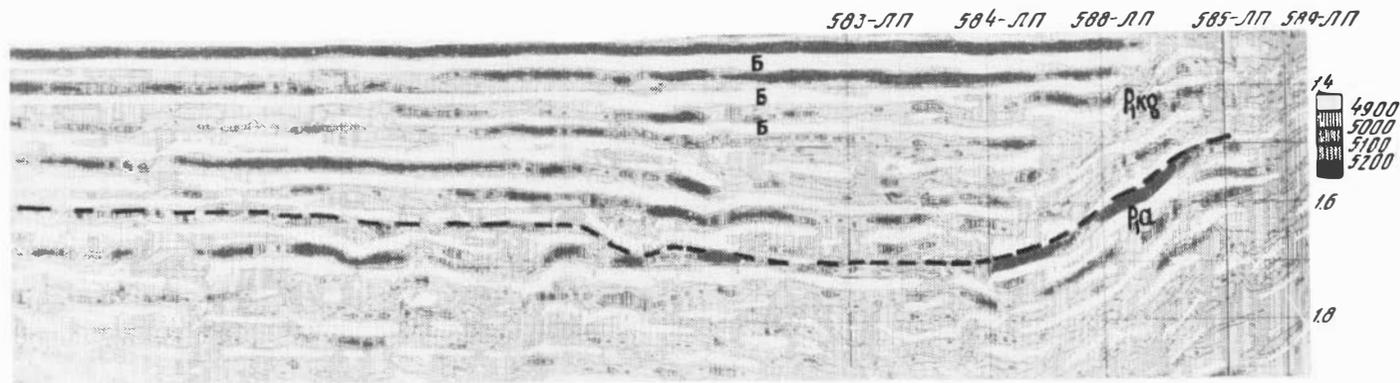


Рис. 2. Разрез псевдоакустического картожа (ПАК) Лугово-Пролейской площади по палеоварианту сейсмического временного профиля 770114 на конец кунгурского века
 Условные обозначения см. на рис. 1

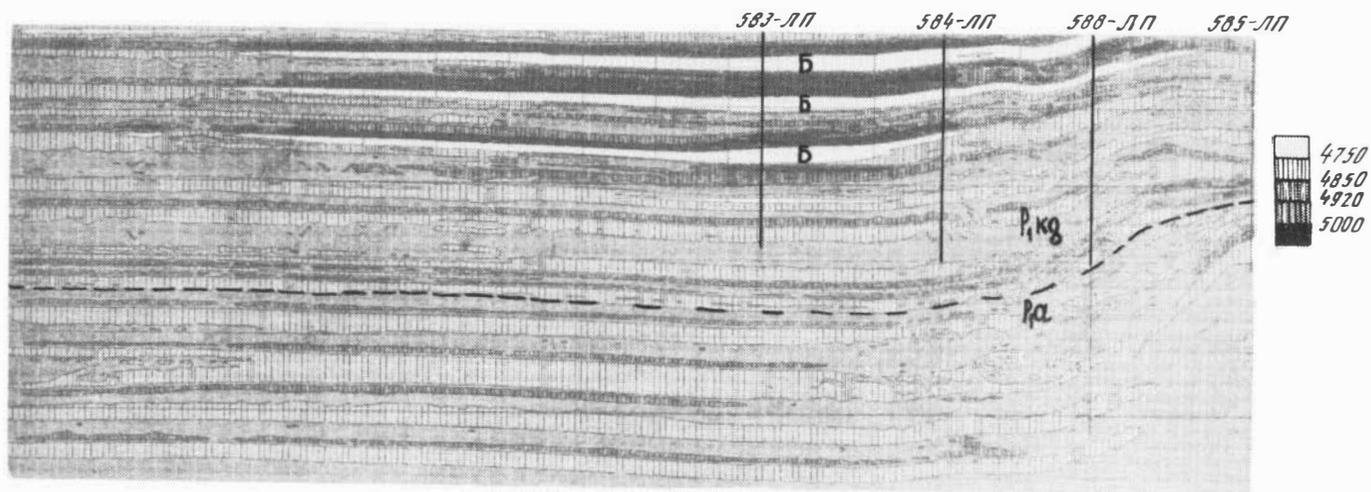


Рис. 3. Разрез ПАК Лугово-Пролейской площади по синтетическому временному палеоразрезу на конец кунгурского века по линии профиля 770114

Условные обозначения см. на рис. 1

выполнен в виде палеопрофиля на конец кунгурского времени, что облегчает геологическое представление о палеогеоморфологической ситуации периода соленакопления (рис. 1). Волновая картина на нем позволяет констатировать наличие устойчивых и разрешенных отражений нескольких типов. Отражения от границ ангидритов (поверхности ритмопачек) характеризуются значительной интенсивностью сигнала и протяженностью осей синфазности по всему соляному разрезу в пределах региона, что дает возможность проследить пачки по площади и на основании количественного их соотношения делать вывод о полноте разреза и соответствующей палеогеологической ситуации.

Параллельно им выделяются волны несколько меньшей интенсивности, предварительно увязывающиеся с границами солей иных тектурных признаков или приуроченные к пачкам солей различного вещественного состава. Кроме них, в зоне увеличенной мощности соляных толщ, соответствующих интенсивному прогибанию, в верхней части галогенного разреза между скважинами 583, 584, 588 выделяются или намечаются отдельные отражающие горизонты, которые не всегда имеют четкую фазовую прослеживаемость, а на предварительных разрезах (без дополнительной обработки) несут следы интерференции. Сопоставление с данными промыслово-геофизических исследований и сейсмокаротажным материалом позволяет стратифицировать такие отражения в соответствии с ритмопачками 7, 8 и 9, в частности с пластами бишофитовой минерализации.

С целью подтверждения возможности расчленения соленосной толщи на отдельные литофациальные пачки и выделения на этой основе бишофитовых пластов по общепринятой методике были рассчитаны синтетические временные разрезы на основе физического моделирования соленосной толщи [Трапезникова и др., 1982]. Анализу подвергалась кунгурская толща от кровли (1600 м) до артинских отложений (2900 м) для импульса в частотном диапазоне от 5 до 100 Гц, соответствующем применяемой полосовой фильтрации по полевому материалу.

В основу модели был положен корреляционный разрез между скважинами 583, 584, 588, 585, 589 Лугово-Пролейскими; физические параметры среды учитывались, исходя из лабораторных исследований соленосного керна с привлечением промыслового материала (прежде всего акустического каротажа, гамма-каротажа (ГК), нейтронного гамма-каротажа (НГК) и кажущихся сопротивлений (КС). На основе этих данных в пределах скважинных разрезов было выделено до 40 слоев, каждый из которых описан двумя параметрами: глубиной залегания кровли пластов h (м) и интервальной скоростью V (км/с). Значения h и V между скважинами линейно интерполировались вдоль границ в соответствии со схемой корреляции. Программа по алгоритму Трейер-Хиртермана позволила получить конечный синтетический временной разрез, в форме и масштабе одинаковый с истинным сейсмопрофилем. Для лучшего восприятия и визуализации оба профиля подвергались дополнительной обработке по программе псевдоакустического каротажа (ПАК), позволяющего преобразовать амплитуды сейсмических отражений в пластовые скорости, показанные различным тонами

(рис. 2, 3). Наименьшей скоростью характеризуются бишофитовые и карналлит-бишофитовые породы, составляющие своеобразные четко выраженные соляные сейсмофации. Пластовые скорости таких сейсмофаций на 1000—1800 м/с ниже, чем в галите и на 2000—2200 м/с меньше, чем в ангидрите, в результате чего на общем фоне высокоскоростного разреза они выделяются в виде светлых линз (см. рис. 2, 3).

Наличие в соляном разрезе ниже бишофитовых пластов низкоскоростных горизонтов (в виде светлых, иногда прерывистых полос) свидетельствует о присутствии разностей, отличных от галита и приближающихся по физическим свойствам к калийно-магниевым солям. Не исключено, что это калийные соли, поскольку стратиграфически они приурочены именно к этим частям разреза [Ермаков, Гребенников, 1977].

Таким образом, применение сейсморазведки при изучении соленосных толщ позволяет надеяться на решение широкого круга вопросов (прежде всего вопросов стратификации и изучения палеогеографической обстановки, а также выделения сейсмофаций как типовой формы сейсмической записи, характерной для определенных типов соляных пород) и приступить к прогнозированию разреза по литологическим разностям. Практически такое прогнозирование подтвердилось при выделении бишофитовых пластов на территории, сопряженной с Лугово-Пролейской площадью. После моделирования синтетического разреза и установления характера возможной выраженности бишофитовых пластов (в виде низкоскоростных горизонтов) последние были опознаны по этим признакам на реальном сейсмическом разрезе к западу от скв. 583 (см. рис. 2), а затем подтверждены бурением, что позволило значительно увеличить площадь магниевого оподенения солей.

ЛИТЕРАТУРА

Ермаков В.А., Гребенников Н.П. Закономерности строения бишофитовых залежей соленосной толщи Нижнего Поволжья и палеогеографические условия их накопления. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 40—45.

Трапезникова Н.А., Гребнева И.Л., Авербух А.Г. Математическое сейсмо моделирование при решении задач прогнозирования геологического разреза. — В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика: Обзорная информация. М.: ВИЭМС, 1982, с. 30—36.

Н.С. ПЕТРОВА, Р.К. ШАБЛОВСКАЯ, М.С. ВЫСОЦКАЯ

ТУФОГЕННЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ КАЛИЕНОСНЫХ И НАДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Процессы осадконакопления в солеродных водоемах разного возраста протекали в условиях прямого или косвенного воздействия вулканизма. О синхронно протекавшей вулканической деятельности в близлежащих или отдаленных районах свидетельствует обнаружение эффузивов или пирокластического материала в виде четко выраженных прослоев или смешанного в том или ином количестве с другими хемогенными и терригенными осадками. Присутствие вулканогенного материала в соленосных толщах отмечалось многими исследователями [Соколова, 1982; Корзун, Махнач, 1977; Рассказов, 1980; и др.]. Прослой чистого, сравнительно мало измененного вулканогенного материала довольно четко выделяются среди нормально-осадочных пород. Значительные затруднения возникают в распознавании вулканогенного материала, когда он включен в нормально-осадочные образования и подвергся преобразованию в условиях высокореакционных контрастных сред. Продукты преобразования терригенных компонентов минералогически часто сходны с собственно пирокластическими.

В калиеносных и надсолевых отложениях Припятского прогиба на разных уровнях выявлены прослой глинистых пород, происхождение которых связано с продуктами разложения вулканического пепла. Эти отложения соответствуют образованиям третьего этапа вулканической деятельности, известным на крайнем северо-востоке Припятского прогиба, в составе которых заметно преобладают продукты извержения магм среднего состава [Корзун, Махнач, 1977]. Наиболее выдержанными горизонтами туфогенных пород калиеносной субформации являются прослой глины в VI ритмопачке¹ над I калийным горизонтом и в каменной соли IV ритмопачки. Отдельные прослой туфогенных глин развиты локально на территории Припятского прогиба и встречены нами во II (ниже III калийного горизонта), в VII (выше горизонта 0—3), в VIII (в кровле 0—7 горизонта) и IX ритмопачках. Надсолевые отложения в значительной степени обогащены вулканогенным материалом. Маркирующее значение имеют два туфогенных горизонта.

Интересно отметить прослой своеобразных бескарбонатных темно-серых, черных глин. Они прослеживаются как в калиеносных, так и в надсолевых отложениях и нередко по площади сопоставляются с отдельными туфогенными горизонтами. По наблюдениям многих вулканологов, занимающихся современным вулканизмом, при интенсивном поступлении вулканического материала среди нормально-осадочных пород формируются бескарбонатные глины. Поэтому бескарбонатные глины из соленосных и надсолевых отложений Припятского прогиба заслуживают пристального внимания и изучения с точки зрения возможной их вулканогенной природы.

¹Номера ритмопачек, по В.З. Кислику и др. [1976].

Одним из интересных объектов в плане изучения туфогенных пород оказался Копаткевичский участок (запад центральной зоны прогиба). Были детально прослежены по простирацию состав и строение прослой туфогенной глины над I калийным горизонтом. По площади этот прослой переходит в надсолевую толщу, залегая в 10—15 м выше кровли соленосной.

В соленосных отложениях прослой глины имеет мощность 30—70 см. По характеру строения, ассоциаций глинистых минералов могут быть выделены два типа разреза.

Большим распространением на площади пользуется I тип разреза. Прослой туфогенной глины имеет сложное строение. В его основании прослеживается слой глинисто-карбонатной породы, в которой под микроскопом отмечается ярко выраженная остаточная пепловая структура. Крупные частицы — рогульки, палочки — погружены в тонко-распыленную массу. На отдельных участках карбонатизация нацело меняет облик породы. Сохраняются разноориентированные участки с микрофельзитовой структурой или волнистошелковистые агрегаты.

Над глинисто-карбонатной породой в прослое туфогенной глины I типа залегают слои крупнозернистой буровато-оранжевой каменной соли, нередко перистой, с многочисленными беспорядочно распределенными включениями туфогенного материала. Основная масса туфогенного компонента изменена и в различной степени раскристаллизована с сохранением пепловой структуры. Наблюдается сочетание крупных фрагментов вулканических стекол, раскристаллизованных и деформированных, и в разной степени раскристаллизованного тонкодисперсного цементирующего вещества, часто запыленного рудным материалом. Контуры пепловых частиц имеют характерную неправильную, вытянутую рогульчатую и серповидную форму. В поляризованном свете выявляется отчетливая микрофельзитовая и аксиалитовая структура этих частиц. Довольно часты миндалины и сферолиты. Каменная соль, содержащая включения туфогенного материала, перекристаллизована, на контактах зерен галита присутствуют гроздеобразные скопления карбонатов. Сильно развиты окремнение и карбонатизация, сопровождающиеся интенсивным обохриванием и окрашиванием новообразований, галита и обломков вулканического материала в красновато-оранжевые и бурые тона. Окислы Si образуют коллоидные натечные образования дактилотипной, сферолитовой, концентрической структур. Иногда халцедон выполняет места зерен галита. Отмечаются агрегаты кварца, редко кристаллы полевого шпата.

Выше каменной соли, содержащей включения туфогенного материала, в разрезе I типа можно выделить слои галитового туффита, имеющего пеструю окраску и состоящего из контрастных по цвету участков (зеленый — красно-бурый). По микроскопом видна разная насыщенность еолью вулканогенного материала. Отчетливо выделяются участки, сложенные светло-зеленой или желтовато-зеленой плотной глинистой массой с реликтами пепловой (черепковой) структуры. Обломки имеют самую разнообразную форму: от строго очерченной, близкой к изометричной, до расплывчатой с неясными границами. Более пористые участки вулканогенного материала характеризуются

высоким содержанием каменной соли, пропитывающей вулканогенный материал. Они отличаются наибольшим "покраснением" — ожелезнением. Отмечается большое количество тонкораспыленного рудного вещества, нередко окаймляющего обломки вулканических частиц, а также образующего сколлеция. Обычно в кровле описываемого галитового туффита выделяется интервал интенсивного ожелезнения. Обломки стекла имеют красновато-желтый оттенок и пропитаны окислами Fe. Присутствуют обломки пемзы. Иногда они окружены темно-коричневыми битумами с пиритом. Характерно наличие монокристаллов и агрегатов кварца и полевых шпатов.

Выше слойка галитового туффита в разрезе вулканогенной породы снижается количество каменной соли, глина становится плотной. Характерна своеобразная "слоистость", определяемая разной степенью раскристаллизации вулканического материала, послойным расположением кварца и полевых шпатов.

В разрезах II типа туфогенного прослоя каменная соль не образует отдельного слоя, а составляет рассеянную примесь (до 10—50%) среди вулканогенного материала. На отдельных интервалах отчетливо заметна волнистая, косоволнистая, мульдообразная микрослойчатость. Микроскопическое изучение показало, что в разрезе глины наблюдается чередование участков, сложенных плотным и менее плотным материалом. На плотных участках основная масса имеет тонкодисперсное, микрофельзитовое строение с сохранившимися очертаниями пепловых частиц размером 0,04—0,32 мм и с тонкими слойками глинистого вещества струйчато-волокнутого строения. На менее плотных участках породы поры между обломками вулканического стекла заполнены галитом. На насыщенных галитом участках наиболее хорошо сохранена первичная структура туфогенного материала, где в скрещенных николях на фоне изотропной массы галита хорошо просматриваются рогульчатые, серповидные, растянутые и причудливо деформированные пепловые частицы. Отдельные обломки вулканического стекла опацифицированы. Среди обломков глинизированного вулканического стекла наблюдаются миндалины сложного строения, пизолиты, обломки пемзы. Иногда обнаруживаются очертания кристаллокластов. Нередко наблюдается рыжевато-коричневое окрашивание породы. Отдельные участки в виде линз интенсивно запылены микрозернистыми агрегатными выделениями лейкоксена.

В надсолевых отложениях туфогенная глина отличается более светлой окраской — зеленовато-серой, светло-зеленой. Текстура массивная и неяснослоистая, участками брекчиевидная, комковатая отдельность, отмечаются узловатые стяжения. Мощность прослоя 3—50 см. Можно выделить два типа разреза глины, отличающихся некоторыми особенностями строения, обусловленными разными фациальными условиями и постседиментационными изменениями. В пониженных участках микропалеорельефа, где туфогенная глина залегает на глинисто-карбонатных и ангидрито-карбонатных породах, подвергшихся вторичным преобразованиям, прослой глины имеет сложное строение. В нижней части разреза отмечается зона (слой) брекчиевидного строения, состоящая из нечетких расплывчатых "обломков" карбонатного, гли-

нисто-карбонатного, ангидритового, глинисто-карбонатно-ангидритового состава и вулканогенного материала, количество которого увеличивается вверх по разрезу. Порода подверглась интенсивной вторичной сульфатизации, карбонатизации, окремнению. Выделяются линзы и гнезда диаметром до 3 см, сложенные новообразованными халцедоном, кварцем, гипсом, ангидритом, целестином, кальцитом. Детальное изучение этих новообразований позволяет говорить о многостадийности вторичных процессов. Среди вулканогенных фрагментов присутствуют как плотные однородные, так и менее плотные с многочисленными мелкими неправильными выделениями кремнезема. Структура основной массы вулканогенного материала микрофельзитовая, реже — аксиалитовая. Часто отмечаются скопления рудной пыли.

Выше брекчиевидной зоны вулканогенный материал становится однородным. В шлифах видна четкая пепловая структура с характерными частицами удлиненной, загнутой, серповидной формы величиной 0,07—0,20 мм. Выделяются сферолиты и миндалины, выполненные глинистыми агрегатами или кремнеземом. Присутствуют угловатой, неправильной формы обломки вулканического стекла, пемзы с флюидальной, волокнистой, мелкопузыристой текстурами. По разветвленным жилкам, полоскам наблюдаются мелкие, неправильной формы выделения кремнезема, скопления тончайших пылевидных зернышек рудного минерала, иногда различаются агрегаты лейкоксена, гематит, пирит. В верхней части прослоя туфогенной глины можно выделить зону сильною окремнения, где видна многостадийность в минералообразовании окислов кремнезема.

В разрезах, приуроченных к приподнятым частям микропалеорельефа, отсутствует нижняя, брекчиевидная зона с аутигенным минералообразованием. Лишь на контакте с нормально-осадочными отложениями нередко прослеживается слой до 1,5 см, сложенный розовато-серым кварцем и кальцитом (или доломитом). Макроскопически порода однородная, но в шлифах под микроскопом четко выделяются слои (полосы) "чистой" и "загрязненной" глины. В чистых полосах туфогенная глина имеет микрофельзитовую и реже аксиалитовую структуры. Около 50% и меньше составляют пепловые частицы характерной неправильной, вытянутой, рогульчатой, серповидной формы величиной от $0,14 \times 0,015$ до $0,30 \times 0,003$ мм. Реже отмечаются сферолиты и миндалины диаметром $0,10 \times 0,03$ мм. Нередко видна флюидальность в расположении "черепков" (рогулек), обломков пемзы, удлиненно-сплюснутых миндалин, микрочешуек высокодвупреломляющего глинистого вещества.

В загрязненных полосах порода имеет такую же микрофельзитовую структуру, но отличается более темным цветом, содержит тончайшую коричневою пыль. Это — терригенный материал, образовавшийся как за счет разрушения самой породы (*in situ*), так, вероятно, и приносимый с окружающих участков. К кровле прослоя количество примеси терригенного материала увеличивается. Видна загрязненность не только тонкодисперсным, но и более грубым желтовато-бурым материалом: частички, скопления, сгустки, обрывки растительной

ткани, микроспоры. Наблюдается горизонтальная, прерывистая, мелкая, косоволнистая, мульдобразная микрослоистость; часто к верхней части прослоя приурочены микрозернистые структуры, в которых нередко отсутствуют характерные формы частиц вулканического стекла.

Особый интерес представляют образования анальцима. Отмечается своеобразный дендрито-овальный характер его скоплений, обусловленный выделением множества ориентированно расположенных пластинчатых, таблитчатых агрегатов анальцима, а также кремнезема, вулканического стекла. Обычно отмечаются разрозненные скопления анальцима, которые иногда образуют слошки мощностью 2—3 см. Величина отдельных дендрито-овальных скоплений до 0,30—2,0 мм (в диаметре). К зоне анальцимообразования приурочены зерна полевого шпата, кварца, обломки микролитов полевого шпата и кварца в черной стекловатой массе, пластинки ярко-зеленого хлорита, овальные обломки темно-зеленой бурой пузыристой пемзы, единичные фрагменты коричневого стекла с овоидными пузырьками.

Распространяя классификацию рыхлых терригенных нормально-осадочных пород с некоторыми изменениями на пелитизированную пирокластическую породу, изученные породы можно отнести к разряду вулканической пыли (частицы менее 0,01 мм) и пепла (0,01—0,1 мм). По абсолютным размерам обломков они относятся к пелитовым и алевропелитовым разностям. Наблюдается разница в гранулометрическом составе туфогенной породы из соленосных и надсолевых отложений. В соленосных отложениях развиты как пелитовые, так и алевропелитовые разности с преобладанием крупнопелитовой фракции. Алевритовая примесь сложена обломками размером 0,01—0,06 мм. намечается некоторая зависимость состава размерных фракций от типа разреза туфогенной породы. В надсолевых отложениях в отличие от соленосных присутствуют алевропелитовые разности и отмечаются близкие содержания крупно- и тонкопелитовой фракции.

Туфогенные породы состоят в основном из глинистых минералов. В различных количествах присутствуют халцедон, кварц, полевые шпаты, вулканическое стекло. Легкая фракция составляет 99%. На долю тяжелой фракции приходится не более 1%. Она представлена цирконом, ильменитом, магнетитом, гематитом, лейкоксомом, пиритом, апатитом. Преобладающим глинистым минералом туфогенной глины как из соленосных, так и надсолевых отложений является гидрослюда политипной модификации 1М. В составе глинистой ассоциации, помимо гидрослюда, присутствуют смешаннослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит, а также кварц и полевой шпат. Минеральный состав туфогенной глины из соленосной толщи более разнообразен, чем из надсолевой; и определяется типом разреза. В I типе ассоциация глинистых минералов однотипна с надсолевой толщиной, но имеет некоторые особенности: нередко гетерогенность гидрослюда 1М во фракции менее 0,001 мм. Во фракции более 0,01 мм преобладают кварц и полевой шпат. Во II типе разреза туфогенной глины, в нижних частях прослоя развит хлорит-монтмориллонит с примесью гидрослюда 1М, количество которой уменьшается с укрупнением

фракций. В верхних частях прослоя преобладает гидрослюда 1М. Проведенное изучение химического состава гидрослюды не показало существенных различий [Петрова и др., 1983]. Усредненный состав гидрослюды 1М:



В гидрослуде из надсолевых отложений количество Mg в формуле меньше, чем из соленосных. Исследованные образцы располагаются в поле лейкофиллита. Смешаннослойный хлорит-монтмориллонит может быть отнесен к Mg-корренситу [Коссовская, Дриц, 1975]. В специфическом парагенезисе с лейкофиллитом он обнаружен лишь в туфогенной глине из соленосных отложений.

Генезис глинистых минералов не поддается однозначной интерпретации. Вполне возможно, что монтмориллонит и гидрослюда равноправно формируются из геля в разных фациальных условиях. Можно предположить два ряда преобразований: с одной стороны, трансформацию монтмориллонитового геля в гидрослуду при участии ионов K с выносом Fe в самостоятельную фазу, с другой — преобразование его в хлоритовый минерал через серию смешаннослойных фаз при участии ионов Mg.

Распределение Fe в образцах туфогенных глин отражает особенности минерального состава. Наибольшие количества Fe отмечаются в образцах гидрослюдистого состава. В одних случаях, основная масса Fe_2O_3 содержится в глинистых минералах, составляющих значительную часть нерастворимого остатка, в других — находится в виде свободных окислов, придающих породе буровато-оранжевый оттенок. Меньшие количества валового Fe содержатся в гидрослюдистых образцах из надсолевой толщи и верхней части прослоя I типа соленосной.

Характер распределения микроэлементов определяется формами их нахождения в породах-источниках соответствующего вулканогенного материала и условиями среды осадконакопления. Пределы колебаний содержания микрокомпонентов во многом зависят от общего состава породы, количества разбавляющих хемогенных компонентов и характера связи с отдельными минеральными составляющими (таблица).

Содержание В в туфогенных глинах значительно превышает его кларк в осадочных породах. Следует отметить, что и в исходных вулканогенных комплексах среднего состава Припятского прогиба содержание В повышено на порядок по сравнению с кларками пород соответствующего состава. Однако количество В в глинистых фракциях из туфогенной глины близки к таковым в нормально-осадочных образованиях соленосной и надсолевой толщ Припятского прогиба, а также к глинистым фракциям из соленосных толщ Предкарпатья [Билонижка, 1965]. Более равномерное распределение элемента характерно для глины из надсолевых отложений, что обусловлено примерно одинаковым валовым составом проб. На пелитовые фракции как в соленосной, так и в надсолевой толще приходится более 70% валового содержания В. Количество В в гидрослюдистых фракциях несколько выше, чем в смешаннослойных образованиях.

Содержание микроэлементов в туфогенных глинах, $n \cdot 10^{-4}\%$ (первая строка — валовая проба;
вторая — фракция 0,01—0,001 мм; третья — фракция менее 0,001 мм)

№ образца, глинистый минерал	B	Ti	V	Cr	Co	Ni	Mn	Cu	Zr	Nb
Соленосная толща										
546—42,	600	1700	14	15	1,5	3	66	5	700	180
гидрослюда 1M+1Md	370	2200	15	10	1	1	130	10	420	He опр.
	480	1600	11	10	1	1	160	5	470	"
546—45,	420	1200	8	He опр.	He опр.	He опр.	40	0,8	400	130
гидрослюда 1M	400	1700	He обн.	"	"	"	70	1,6	600	He опр.
	560	2500	"	"	"	"	55	0,8	1000	"
528—3а,	170	500	5	"	"	"	48	0,8	200	160
хлорит-монтмориллонит	150	1300	He обн.	"	"	"	35	1,1	300	He опр.
	350	900	"	"	"	"	75	1,3	720	"
Надсолевая толща										
520—3,	570	1500	9	He обн.	He обн.	He обн.	45	1,2	470	200
гидрослюда 1M	550	2500	He обн.	"	"	"	44	3	570	He опр.
	600	1900	"	"	"	"	37	0,9	930	"
526—2,	450	1300	8	"	"	"	48	1,0	430	210
гидрослюда 1M	560	2200	He обн.	"	"	"	45	2,5	650	He опр.
	700	2200	"	"	"	"	40	0,8	850	"
541—4,	600	1200	7	"	"	"	32	2,0	650	230
гидрослюда 1M	800	1600	He обн.	"	"	"	54	6,0	580	He опр.
	800	1600	"	"	"	"	54	2,2	700	"

Содержания Mn и V незначительны. Количество Mn возрастает в пробах, содержащих карбонаты. Соотношения Mn/Fe и Mn/V в образцах из туфогенной глины значительно ниже, чем значения этих параметров в вулканогенных комплексах Припятского прогиба [Корзун, Махнач, 1977]. При сравнении этих соотношений для осадочных пород выяснилась интересная особенность: Mn/Fe в туфогенных глинах на порядок и более ниже, а Mn/V — близко. Это может свидетельствовать, с одной стороны, о разделении Mn и Fe в процессе осадочной дифференциации вещества, а с другой — о совпадении поведения Mn и V в период седиментации и последующих изменений.

Количество Cu по сравнению с кларком для осадочных пород и содержанием элемента в вулканогенных породах Припятского прогиба значительно понижено. Отмечаемое иногда повышенное содержание Cu в туфогенной глине связано с вторичным перераспределением элемента, возможно образованием сульфидов. Количество Ti в туфогенных глинах также понижено по сравнению с кларком для осадочных пород и с вулканогенными породами Припятского прогиба. Как известно, Ti аккумулируется главным образом в тяжелых минералах. В пелитовых и алевропелитовых разностях изученных пород тяжелая фракция составляет менее 1%.

Содержание Zn в туфогенных глинах в 2—3 раза, иногда более, превышает его кларк в осадочных породах. Величина Zn/Ti в рассматриваемых глинах на порядок (и более) выше, чем в осадочных породах и вулканогенных комплексах Припятского прогиба. Для валовых проб обнаружены высокие содержания Nb. В основном значения Zn/Nb в туфогенной глине совпадают с величинами этого параметра в вулканогенных породах Припятского прогиба. Ni, Co и Cr в изученных породах не обнаружены (ниже предела чувствительности метода анализа), за исключением единичных случаев в кровле туфогенной глины на контакте с нормально-осадочными породами.

Тенденции в характере распределения микроэлементов, полученные для туфогенных глин, совпадают с теми, что обнаружены для пород вулканогенных формаций Припятского прогиба. Отмечается рост по сравнению с кларком содержания Nb, V, Zr и снижение содержания Cr, Ni, Co в отдельных случаях Cu. Особенности состава, строения и характер распределения туфогенных прослоев по площади говорят о северо-восточном источнике поступления вулканогенного материала. Размер обломков свидетельствует о значительном удалении от источника поступления материала. В то же время детальные изучения западных разрезов наводят на мысль о возможном дополнительном источнике пирокластики, которым могли оказаться субширотные и субмеридиональные разломы глубокого заложения.

Основным поставщиком пирокластического материала, разносимого на огромные пространства, являлись пеплопады. Выпадение больших масс пепла было связано преимущественно с более вязкими кислыми или средними расплавами. Процесс золотого переноса влияет на дифференциацию вулканических компонентов по размеру и на изменение вещественного состава. Нахождение пизолитов на значительном расстоянии от предполагаемого источника свидетельствует о

сильном направленном взрыве, наличие их в толще отложений говорит о взрыве в субаэральных условиях и указывает на наземную или же мелководную морскую обстановку седиментации. Особенности строения туфогенного прослоя указывают на то, что мы имеем дело с отложениями мелководья, формирующимися при смене субаквальных и субаэральных условий, когда аккумуляция осадков в спокойных условиях седиментации нередко сменяется размывом. Тот факт, что в соленосной толще в основном развиты пелитовые разности, а в надсолевой — алевропелитовые может свидетельствовать об укрупнении частиц при процессах уплотнения и деитрификации вулканических стекол. Вполне вероятно, что это явление может быть связано также с разрушением и переотложением вулканогенных пород. По всей вероятности, роль пирокластического материала при формировании соленосных формаций хемогенно-терригенного типа пока недооценивается. Особенно актуальным в этом плане является изучение бассейнов, связанных с рифтовыми зонами, к которым принадлежит Припятский прогиб.

ЛИТЕРАТУРА

Билонижка П.М. Распределение акцессорного бора в калийных соляных отложениях. — Минерал. сб., 1965, № 19, вып. 3, с. 331—340.

Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Протасевич Б.А., Зеленцов И.И. Закономерности размещения калийных солей в Припятском прогибе и перспективы их промышленного освоения. — В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976, с. 3—20.

Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 161 с.

Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60—69.

Петрова Н.С., Шабловская Р.К., Красник З.М. О химико-минералогическом составе туфогенных глинистых прослоев надсолевых и соленосных отложений Припятского прогиба. — Изв. Ан БССР, 1983, т. 27, № 9, с. 835—837.

Рассказов А.А. Минералы глин калиеносных отложений района Старобинского месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 25 с.

Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982. 163 с.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НАДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Данные по литологии, гидрохимии, тектонике надсолевых отложений верхнего девона Припятского прогиба свидетельствуют о сложных условиях их накопления и формирования. Пестрый фациальный состав в разных частях прогиба отражает значительное разнообразие седиментационных обстановок, которые связаны с близостью или удаленностью источников сноса, рельефом участков суши, поставляющих терригенный материал в бассейн, глубиной бассейна, режимом солености и т.д.

Надсолевой девонский комплекс на изученной территории залегает на различных горизонтах соленосной толщи. Контакт носит двойной характер: с одной стороны, отмечается седиментационный переход, выраженный, в частности, появлением ангидритов и смешанных ангидрито-карбонатных пород; с другой — размывом кровли и выщелачиванием части разреза соленосных отложений. Надсолевая толща имеет разную полноту разреза, покрывается разновозрастными образованиями, что нередко связано с перерывом (размывом) в осадконакоплении на отдельных участках.

Изучались надсолевые девонские отложения на территории калийных месторождений и перспективных участков (северо-западная и западная части прогиба). Развитый на северо-западе (Старобинское месторождение) карбонатно-глинистый комплекс в сторону Петриковского месторождения (западная часть центральной зоны) замещается в нижних частях разреза надсолевой толщи карбонатно-глинисто-сульфатным с примесью терригенного материала. С удалением от Петриковского месторождения, западнее, в сторону Житковичского участка, расположенного ближе к Микашевичско-Житковичскому выступу, особенно к югу, ближе к Украинскому кристаллическому щиту, происходит постепенное вытеснение карбонатных и ангидрито-карбонатных отложений терригенными.

Современный облик пород надсолевой толщи обусловлен комплексом многообразных постседиментационных факторов. На характер постседиментационных изменений оказывали влияние исходный состав осадка (породы), гидрогеологический режим, также оказывали воздействие тектонические нарушения, по которым циркулировали районы с соответствующими ионами.

Постседиментационные процессы оказали влияние на изменение карбонатных минералов. Вследствие этого карбонаты могут быть смешанными по генезису: с одной стороны — это остаточные первичные отложения, с другой — новообразования, возникшие в результате гипергенной кальцитизации, доломитизации. На северо-западе Припятского прогиба (Старобинское месторождение и прилегающие к нему восточнее перспективные участки) среди карбонатных минералов

примерно одинаковая роль принадлежит кальциту и доломиту с небольшим преобладанием последнего. К югу от Старобинского месторождения в составе карбонатов сульфатной подтолщи значительно развит доломит. На Петриковском месторождении содержание доломита в 1,5—2 раза превышает содержание кальцита (средние данные). Здесь широко распространены глинисто-карбонатно-ангидритовые и ангидрито-карбонатные породы, среди которых присутствуют хемогенные, хемогенно-органогенные, органогенно-обломочные. К западу (юго-западу) от Петриковского месторождения, на Житковичском участке, содержание доломита уменьшается, становится несколько меньше содержаний кальцита. Развитые ангидрито-карбонатные породы отличаются меньшим содержанием сульфата кальция. Процессы перекристаллизации и перераспределения карбонатных минералов наиболее сильно развиты в неоднородных породах (брекчированных, сгустковых, комковатых, органогенно-обломочных). Перекристаллизация приводит к коррозии обломочного материала, замещению растительных и животных остатков, укрупнению кристаллов. Наблюдается образование крупных монокристаллов, замещающих участки породы с сохранением ее структурно-текстурных особенностей. Это особенно характерно для Житковичского участка.

Карбонатные породы, особенно водорослевые, полидетритовые и микрозернистые с обильным детритом часто подвержены окремнению. Новообразования халцедона отмечаются в глинисто-карбонатных породах, где наблюдается перекристаллизация карбонатов, образование крупных кристаллов кальцита. Исходным материалом для образования минералов кремнезема мог быть вулканический пепел, подвергшийся постседиментационным изменениям. В породах надсолевой толщи отмечается примесь пирокластического материала; в разрезе прослеживаются прослой глины с пепловой структурой.

Особую роль в преобразовании пород надсолевой толщи (и верхней части соленосной толщи) играют гипергенные процессы. Это обусловлено вещественным составом пород, слагающих эти толщи, присутствием, иногда преобладанием среди них растворимых компонентов, химически активных в зоне гипергенеза.

Разные части разреза надсолевой толщи находятся на различных стадиях гипергенных преобразований, что отражает поступательный характер последних. Наиболее преобразовательными в зоне гипергенеза оказались породы верхней, сланценосной подтолщи. Это находит отражение в малой величине засоленности пород, в составе и содержании воднорастворимых соединений.

Для разреза характерно минералообразование по трещинам и порах пород. При этом наблюдается определенная вертикальная зональность в изменении состава минеральных новообразований, отражающая региональную гидрохимическую зональность минералообразующих растворов. В верхней части разреза (сланценосной подтолще) развиты собственно кальцитовые прожилки и гнезда. Кальцит представлен волокнисто-шестоватыми и кристаллически-зернистыми разновидностями. Первая разновидность заполняет в основном горизонтальные прожилки.

Широко проявляется пиритизация. Распространены как криптозернистый пирит в виде агрегатных скоплений, псевдоморфоз по растительным остаткам, так и пирит с правильными кристаллографическими очертаниями. Пирит отмечается по всему разрезу, иногда ассоциирует с другими минеральными новообразованиями (кальцитом, целестином). Мельчайшие зернышки и агрегаты пирита беспорядочно рассеяны по породе, часто располагаются послойно линзовидными скоплениями или инкрустируя различные органические остатки вплоть до полного их замещения. Пирит присутствует в перекристаллизованных участках известняка, в кальците, заполняющем трещинки, каверны от выщелачивания; в карбонатных породах с глинистой примесью, обогащенных органическим веществом. Много выделений пирита наблюдается в нижней, сульфатной, подтолще на Копаткевичском участке (западная часть прогиба), где развиты породы органического происхождения, присутствуют растительные остатки и органическое вещество.

Большое распространение получили аутигенные образования целестина, который образует собственно целестиновые прожилки в верхней, сланценосной, подтолще. Целестин представлен волокнисто-шестоватой и кристаллически-зернистой разновидностями. В прожилках он часто имеет свойственные ему столбчатые и удлиненно-таблитчатые кристаллы. Отмечается многослойное строение прожилков волокнисто-шестоватого целестина. В ассоциации с пиритом и кальцитом гнезда целестина прослеживаются по всему разрезу надсолевой толщи. Более часто новообразования целестина присутствуют в западной части прогиба, где его возникновение связано с гипергенезом сульфатно-карбонатных отложений.

Одним из проявлений процесса гипергенеза является гидратация ангидрита и десульфатизация (растворение сульфатов кальция). Гидратация происходит наиболее активно в трещиноватых разностях, вдоль нарушений по наслоению, контактов пород разного состава и разной степени проницаемости. Неравномерно развитая гидратация приводит к возникновению очковых, глазковых и других структур. Нередко в гипсе сохраняется структура, свойственная первичной породе. Такого типа структуры наиболее широко развиты в западной части прогиба, где в низах надсолевой толщи распространены ангидрито-карбонатные породы. Гипс образует гнезда и прожилки, выполняя различные пустоты в породах и трещины всевозможной ориентировки (от вертикальных до горизонтальных). Минералогически гипс представлен тремя разновидностями: волокнистым гипсом — селенитом, пластинчатым и кристаллически-зернистым. Жильный гипс представлен несколькими генерациями, в пользу чего свидетельствуют наблюдавшиеся пересечения прожилков гипса, а также многослойное строение мощных прожилков. Изучение характера взаимопересечений между горизонтальными и вертикальными прожилками гипса показало, что в ряде случаев система горизонтальных трещин более ранняя. По формам выделения гипса и характеру его распространения можно предположить, что гипс образовался путем выпадения непосредственно из растворов, циркулирующих по многочисленным трещинам и порам. Верхняя граница

распространения гипса испытывает значительные колебания. На Старобинском, Петриковском месторождениях она проходит в кровле нижней, сульфатной (гипсоносной) подтолщи. К востоку от Старобинского месторождения волокнистый гипс отмечается выше по разрезу надсолевой толщи. На отдельных площадях тонкие прожилки гипса отмечаются в сланценосной подтолще, в интервале с горючими сланцами. Это обстоятельство указывает на взаимосвязь отложений волокнистого гипса с интенсивностью гидрогеологических процессов в прошлом, наиболее высокой в приразломных зонах.

Надсолевые верхнедевонские отложения Припятского прогиба в значительной степени изменены постседиментационными (гипергенными) процессами, в них существенно проявились процессы миграции.

УДК 553.632

А.К. ВИШНЯКОВ, Н.Е. МОЛОШТАНОВА
**ДЕКРЕПИТАЦИЯ СИЛЬВИНА
ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Впервые декрепитационные свойства соляных пород изучались В.Н. Аполлоновым и В.И. Борисенковым в 1975 г. Несколько позднее, в 1977 г., появились работы по декрепитации солей, выполненные группой сотрудников Пермского политехнического института. Однако в этих работах не выделялись отдельные цветовой разновидности сильвина, а изучались компоненты калийной руды, представленные сростками или агрегатами из разных минералов. Поэтому выявить какие-либо закономерности при изучении декрепитационных свойств многокомпонентной системы было практически невозможно.

При микроскопическом изучении разновидностей сильвинов ряд исследователей [Дубинина, 1954; Несмеянова, 1954; Копнин, Молоштанова, 1980] показали, что каждая цветовая разновидность содержит некоторое количество газовых, жидких, газовой-жидких микровключений. Размеры их варьируют в пределах от $3 \div 5$ до 30, а иногда достигают 100 мкм и более. Различное объемное расширение микровключений и включающих их зерен сильвина позволяет предположить, что при нагревании должно произойти растрескивание или частичное разрушение минерала.

Изучение декрепитационных свойств разновидностей сильвина, галита и их сростков проводилось двумя методами.

Первый метод заключался в нагревании объектов исследования до определенной температуры. С этой целью под бинокляром отбирались по 50 хорошо ограниченных изометричных зерен каждой разновидности сильвина (молочно-белой, прозрачной, розовой, красной, сургучно-красной) и галита, а также по 15 сростков галита с каждой из этих разновидностей для каждого диапазона нагревания (80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220°С). Каждый образец был помещен в кварцевую пробирку с герметической пробкой. Пробы нагревались в лабораторной трубчатой

печи с регулируемым нагревом. Температура внутреннего нагрева контролировалась термометром. Нагреваемый образец выдерживался при заданной температуре 10 мин, после чего подвергался исследованию под микроскопом.

Второй способ изучения декрепитационных свойств заключался в исследовании потерь свободной воды образцами при прокаливании. Количественное определение содержания воды в кристаллах сильвина и галита проводилось импульсным методом ядерного магнитного резонанса на универсальном радиоспектрометре спинового эха [Барсуцкий и др., 1966]. Измерения проводились на частоте 20 мГц по амплитуде сигнала свободной магнитной индукции, следующей непосредственно за одиночным радиочастотным импульсом. Частота повторения импульса подбиралась экспериментально по максимуму амплитуды индукции для устранения влияния времени спин-решеточной релаксации на результаты измерения. Для анализа использовались образцы объемом 2,5 см³, которые размещались в пробирке с герметической пробкой и нагревались до температур диапазонов нагревания, указанных в первом способе. Количество воды в исследуемых образцах определялось по предварительно построенному калибровочному графику. Анализы проводились З.Р. Барсуцким.

Красный сильвин характеризуется кирпично-красными и бурокрасным цветом и стеклянным блеском. Форма зерен его чаще всего изометричная, неправильная, иногда удлинённая со слабоизвилистыми, но всегда с более округлыми контурами, чем у сургучно-красной разновидности сильвина. Поверхность зерен со слабо выраженной бугристостью (полубугристая). Количество микровключений в мономинеральных зернах несколько меньше, чем в других разновидностях сильвина. Содержание КСl в красном сильвине — 98,12—99,37, в среднем — 98,8%.

Розовый сильвин характеризуется неравномерной окраской от бледно-розовой, почти бесцветной, до интенсивной розово-оранжевой и стеклянным блеском. Форма зерен неправильная, часто удлинённая с извилистыми контурами. Преобладают округлые формы. Поверхность зерен розового сильвина неровная, шероховатая. Микровключения в основном представлены галитом. Содержание КСl в розовом сильвине — 97,40—99,42, в среднем — 98,96%.

Молочно-белый сильвин характеризуется очень большим количеством газовых, газовой-жидких и твердых (в основном галит) микровключений (до 30—40 мкм), расположенных довольно равномерно по объему зерна и обуславливающих молочно-белый цвет минерала. Иногда встречаются участки сильвина с малым количеством микровключений — тогда сильвин бесцветный, прозрачный. Блеск стеклянный. Форма зерен неправильная, в основном изометричная или слабоудлинённая, но всегда округлая. Поверхность зерен молочно-белого сильвина шероховатая. Содержание КСl — 97,55—99,94, в среднем — 99,29%.

Галит бесцветный, прозрачный, иногда серый, реже желтоватый или голубоватый, редко — желтый и синий. Блеск галита стеклянный, но более сильный, чем у сильвина. В отличие от сильвина форма зерен

галита менее округлая и более угловатая, часто со ступенчатой поверхностью, нередко уплощенная или клиновидная. Поверхность зерен галита полуматовая, более гладкая, чем у сильвина. Следует отметить, что в пределах одного гранулометрического класса галитовые зерна обычно разного размера и нередко оказываются мельче зерен сильвина данного класса.

Сростки — это условно выделяемые природные образования, состоящие из двух-трех различных минералов, получаемые при дроблении исходной руды в результате неполного отделения природных зерен сильвина от аналогичных зерен галита и галопелитов. Содержание сильвина в такого рода сростке должно быть не меньше 10%, сростки с приблизительно равным количеством галита и сильвина редки. Поверхность соединения различных минералов может быть плоская, выпукловогнутая, зигзагообразная и т.п. Форма сростков неправильная. Степень округлости выше у сильвиновой части сростка, даже если он в основном состоит из галита. В сростках встречаются все рассмотренные выше разновидности сильвина. Молочно-белый сильвин образует небольшое количество сростков (единичные зерна). Сростки розового сильвина с галитом в большинстве случаев имеют небольшие размеры и сложную форму срастания. Обычно в этих сростках преобладает сильвин. Сростки красного сильвина встречаются во всех классах и содержат больше галита, чем в предыдущем случае, наблюдаются сростки сильвина или галита с тонкозернистым карбонатным материалом или галопелитами красно-серого, серого или светло-серого цвета, часто с черными (или темными) точечными пятнами. Красноватые участки представлены сильвином, серые и голубоватые — галитом, бесцветные — или сильвином, или галитом, темно-серые и темные — карбонатным или глинистым материалом. Форма таких сростков наиболее неправильная, в большинстве случаев угловато-остроугольная или остроугольная с неровной поверхностью.

Опыты по декрепитации минералов, проведенные по описанной методике, показали следующее. Разрушение минералов, интенсивность которого для различных разновидностей неодинаковая, имеет одну общую особенность: растрескивание минерала сопровождается отрывом от его поверхности частиц размером 10—300 мкм, т.е. при термическом воздействии происходит образование дефектных зерен и пылевых частиц.

Разрушение отдельных разновидностей сильвина происходит следующим образом.

Сургучно-красный сильвин разрушается при температуре 200°С и выше. Количество дефектных зерен при температуре 200°С не превышает 0,8%. Таким образом, эта разновидность сильвина термически устойчива, а ее частичное разрушение вызвано, вероятно, наличием скрытых внутренних нарушений в ее структуре.

Красный сильвин разрушается при температуре 140°С и выше. Количество дефектных зерен в начальный момент разрушения не превышает 0,6—0,8%. Поскольку основная масса красного сильвина характеризуется изометричной формой, а пылевые частицы имеют гладкие края, соответствующие трещинам спайности сильвина, а не

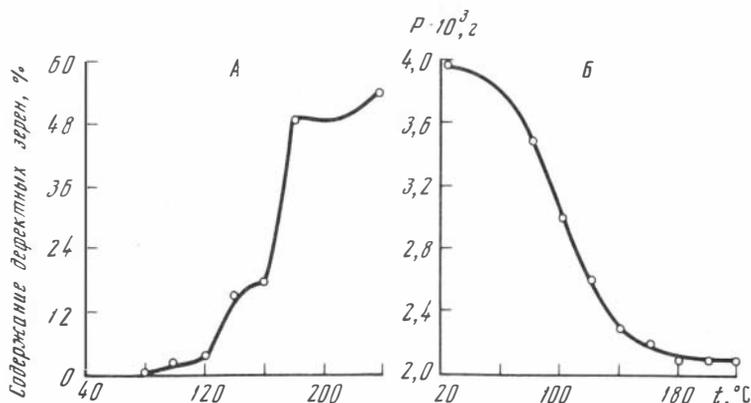


Рис. 1. Зависимость возрастания содержания дефектных зерен от нагревания в молочно-белом сильвине (А) и изменение количественного содержания воды в образце молочно-белого сильвина с ростом температуры по данным ЯМР (Б)

острые зазубренные контуры, которые могут возникнуть при "микровзрыве", разрушение этой разновидности объясняется также наличием в этих зернах микротрещин, вдоль которых при нагревании происходил скол частиц. Дальнейшее повышение температуры нагрева красного сильвина существенного увеличения дефектных зерен не обнаруживает.

Розовый сильвин разрушается так же, как и его красная разновидность, но при более низкой температуре — от 120°С. Это явление, видимо, объясняется тем, что вдоль направлений спайности у розового сильвина иногда располагаются жидкие микровключения округлой и каплевидной формы размером до 10—15 мкм. Количество дефектных зерен при данной температуре составляет 1,0%. Последующее увеличение температуры на каждые 20°С обуславливает рост дефектных зерен на 0,6—1,0%.

Молочно-белый сильвин начинает интенсивно разрушаться при температуре 100°С с образованием около 2,0% дефектных зерен. Рост новообразованных дефектных зерен этой разновидности показан на графике (рис. 1, А), из которого следует, что наибольшая интенсивность разрушения данной разновидности сильвина соответствует интервалу температур 140—180°С, на который приходится примерно 30% вновь образуемых дефектных зерен. За весь диапазон нагревания, от 80 до 240°С, количество дефектных зерен достигает 55%. Изучение особенностей разрушения молочно-белого сильвина обнаруживает ряд последовательных изменений его формы. Сначала при температуре 100°С кристаллы этой разновидности приобретают зазубренные контуры (рис. 2,а) или неровности на поверхности зерен. С повышением температуры до 120—140°С зерна приобретают занозистую форму с отчетливо выраженными следами расслоения кристалла по спайности. С ростом температуры до 160°С и выше характер разрушения меняется. Более частыми являются разрушения по спайности, и из-за большого числа углублений поверхность минерала становится ноздреватой, у



Рис. 2. Характер разрушения молочно-белого сильвина при его нагревании: а — до 100, б — до 120, в — до 140, г — до 160°С

некоторых зерен наблюдается отрыв отдельных частиц сильвина (см. рис. 2, в и г).

Прозрачный сильвин начинает разрушаться при температуре 140°С с образованием 1,5% дефектных зерен. При температуре 160÷180°С интенсивность его разрушения возрастает, количество дефектных зерен достигает 6,2%. Увеличение температуры до 200—220°С приводит соответственно к новообразованию 12,0 и 22,3% дефектных зерен. В целом термическое нагревание этой разновидности приводит к разрушению 40—45% кристаллов сильвина. Характер разрушения прозрачного сильвина подобен характеру разрушения зерен молочно-белой разновидности (см. рис. 2).

Сростки галита с красным сильвином разрушаются в количестве 4,5—5,0% на каждые 20°С, начиная с 80°С. В конечной стадии нагревания до 220°С отмечается разрушение 31,3% зерен с полным отделением сильвина от галита.

Сростки галита с розовым сильвином разрушаются при более высоких температурах.

Сростки галита с молочно-белой, прозрачной и сургучно-красной разновидностью в диапазоне нагрева от 80 до 240°С не разрушаются.

Галит разрушается в меньшей степени по сравнению с сильвиновыми зернами. Почти не подвергаются разрушительному воздействию высоких температур чистые, прозрачные, бесцветные и с синими пятнами галитовые зерна, а также зерна, содержащие примесь галопелитов. Частичному разрушению подвергаются зерна галита со скелетно-зональным строением (около 2,0%) при нагревании до 140°С.

Для количественного определения потерь микровключенной воды минералами, подверженными нагреванию, в настоящей работе использован высокочувствительный импульсный метод ядерного магнитного резонанса.

При исследовании микропотерь воды образцами красного сильвина и серого галита, наблюдаемые амплитуды сигналов были соизмеримы с шумами спектрометра. Этот факт свидетельствует о малом, естественном содержании в них воды.

Потеря воды образцами молочно-белого сильвина показана на графике (см. рис. 1, Б). Как следует из графика, весь диапазон удаления

**Минералогический пофракционный состав исходного концентрата калийной руды (А)
и продуктов выгрузки сушильных установок (Б) из пластов
Второго Березниковского рудоуправления, %**

Объект исследования	Фракция, мм	А	Б					
			из КС—5	из ТС—5	I ст. КС	I ст. ТС	II ст. КС	II ст. ТС
Молочно-белый сильвин	0,25—0,0	41,7	40,3	51,3	59,0	59,6	54,9	48,7
	0,5—0,25	42,2	40,0	38,3	38,0	52,0	50,7	43,6
	1,0—0,5	38,6	32,0	25,9	31,7	33,0	Фр. отс.	34,2
Розовый сильвин	0,25—0,0	30,9	21,8	20,1	14,4	15,6	26,4	20,8
	0,5—0,25	32,8	31,9	30,0	13,5	18,2	37,7	23,5
	1,0—0,5	33,2	25,5	27,2	24,2	27,4	Фр. отс.	21,8
Красный сильвин	0,25—0,0	20,4	24,7	20,2	10,8	11,7	11,4	12,8
	0,5—0,25	20,8	22,4	28,6	16,2	15,2	8,8	19,4
	1,0—0,5	24,3	25,4	38,4	18,2	16,1	Фр. отс.	34,2
Агрегаты	0,25—0,0	0,7	5,0	5,7	6,6	4,9	—	—
	0,5—0,25	0,8	1,8	1,7	31,0	8,3	—	7,4
	1,0—0,5	0,2	12,6	7,8	25,0	22,2	69,0	28,3
Сростки	0,25—0,0	4,3	4,8	1,1	2,9	4,8	—	—
	0,5—0,25	3,8	2,4	—	1,1	4,5	—	—
	1,0—0,5	3,3	3,6	—	0,9	1,0	—	—
Галит	0,25—0,0	2,3	4,0	2,4	6,4	3,6	7,2	5,1
	0,5—0,25	1,1	1,4	1,3	0,2	2,2	3,0	5,9
	0,5—1,0	0,9	0,4	0,6	—	0,5	3,1	4,0

Примечание. Фр. отс. — фракция отсутствует; ст. — стадия.

влаги из образца можно условно разделить на четыре периода, характеризующиеся различной скоростью испарения жидкости: 1) нарастающей — до 80°С; 2) постоянной — от 80 до 123°С; 3) уменьшающейся — от 123 до 180°С; 4) отсутствием испарения — более 180°С.

В первом периоде с поверхности минералов удаляется слабо-связанная влага, во втором происходит интенсивная десорбция всей поверхностной воды и, наконец, в третьем — выделение жидкости из микровключений, обуславливающее основное разрушение минералов.

Исследования по декрепитации отдельных разновидностей сильвина, галита и сростков проводились с целью изучения их физико-механических свойств, что необходимо для понимания процессов, протекающих при сушке флотационных концентратов калийной руды. Образцы были отобраны в сушильном отделении Второго Березниковского рудоуправления. Отбор проб производился в точках выгрузки продуктов сушки на действующих там установках КС-5 и ТС-3. Пробы классифицировались на ситах СПТУ 20—03—73 по классам крупности (в мм): > 1,0; 1,0—0,5; 0,5—0,25 и 0—0,25.

Минералогический и гранулометрический анализы проб позволили выявить различия между исходным влажным концентратом, поступившим на сушку, и продуктами выгрузки из сушильных аппаратов (таблица):

- снижение содержания крупной фракции молочно-белого сильвина;
- снижение содержания мелких фракций розового сильвина в обоих аппаратах;
- полное отсутствие сростков сильвина с галитом;
- увеличение содержания зерен галита в мелкой фракции за счет их освобождения при разрушении сростков с сильвином;
- значительное содержание бесцветных и молочно-белых разновидностей сильвина во фракции мельче 0,25 мм.

Таким образом, минералогический анализ продуктов сушки с учетом экспериментальных данных, полученных при исследовании декрепитационных свойств разновидностей сильвина, позволяет сделать следующие выводы.

1. Впервые для Верхнекамского месторождения калийных солей установлен источник и указаны причины измельчения продуктов флотации в процессе сушки.

2. Источником дополнительного пылеобразования являются молочно-белая и прозрачная разновидности сильвина, разрушение которых по лабораторным оценкам достигает 30—33%.

3. Сушка термически неустойчивых минералов в аппаратах типа ТС (труба-сушилка), приводит к более интенсивному образованию дефектных зерен и пыли, чем в аппарате КС.

4. Пыль, образуемая из зерен сильвина, может не только служить причиной повышенной слеживаемости готового продукта, но и осложнять процесс сушки.

5. Наиболее термически устойчивыми являются красные разновидности сильвиновых зерен.

- Барсуцкий З.Р., Гордеев А.Д., Гречишкин В.С.* Разработка универсальной установки спинового эха. — Тр. ЕМИ ПГУ, 1966, т. 12, вып. 1, с. 32—39.
- Дубинина В.Н.* К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. — Тр. ВНИИГ, 1954, вып. 35, с. 5—64.
- Копнин В.И., Молоштанова Н.Е.* К вопросу о минеральном составе сильвинитовых руд Верхнекамского месторождения. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1980, вып. 439, с. 44—47.
- Несмеянова З.Н.* О газах в калийных солях Березниковского рудника. — Тр. ВНИИГ, 1954, вып. 35, с. 75—82.

УДК 553.29:5/6.551.7022.4.782(477.83+86)

А.И. ОТРЕШКО, И.Ф. ГЕРМАК

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН И СЕРНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СУЛЬФАТОНОСНОГО ВЕРХНЕТОРТОНСКОГО ГОРИЗОНТА ПРЕДКАРПАТЬЯ

Критерий литологического состава серовмещающих сульфатоносных толщ рассматривается в обширной отечественной литературе. Вопрос литологического состава дискутируется во всех гипотезах образования серных месторождений в осадочных галогенных формациях. В гипотезах о сингенетичном, одновременном с вмещающими слоями генезисе серных залежей закономерная локализация серы в зоне перехода слоев сульфатных пород в карбонатные породы всеми исследователями объясняется как результат изменения геохимических условий седиментации в обстановке развития сульфат-редуцирующих бактерий и сероводородного заражения. Во многих гипотезах об эпигенетическом образовании серных месторождений ряд геологов придерживаются догматической точки зрения о том, что серные руды образуются по мономинеральным сульфатным породам. Эти выводы противоречат фактическим материалам изучения литологического состава продуктивных толщ и серных руд. Игнорирование материалов о составе исходных пород и образованных по ним руд нанесло существенный ущерб не только теории эпигенетического происхождения серных месторождений, но определенным образом привело и к ошибкам в прогнозах и поисках новых бассейнов и месторождений. Так, для Предкарпатского бассейна все еще продолжается дискуссия о сингенетичном или эпигенетичном образовании серных залежей.

Поисковая оценка и разведка серных месторождений Предкарпатского бассейна в зоне сочленения прогиба и краевой части платформы, по существу, проведены без учета литологического состава продуктивной толщи. Ныне при расширении поисков на внешнюю зону Предкарпатского прогиба, где рудные залежи находятся на глубинах до 1000 м и более, возникла необходимость надежного обоснования мест заложения поисковых скважин. Эта задача не может быть успешно разрешена без надежных знаний о литологическом составе исходных пород продуктивной толщи и закономерностей локализации пород,

благоприятных для рудообразования. К настоящему времени познанные геологические закономерности строения и размещения серных месторождений Предкарпатского бассейна позволяют с большой надежностью, по данным изучения тектонического строения гидрогеологических обстановок, по результатам картирования зон выклинивания гипсо-ангидритового горизонта, выявленных геофизическими методами, зон сульфидизации и повышенной концентрации твердых и жидких углеводородов и др. [Отрешко и др., 1983], выделять перспективные площади для поисков сернорудных залежей. Но все эти положительные критерии теряют свой смысл для участков, где литологический состав продуктивной толщи неблагоприятен для развития процесса серного метасоматоза. Таким образом, в Предкарпатье для успешного решения задач прогноза и поисков серных месторождений, как и для других регионов, обязательным является создание и использование карт литолого-фациального состава продуктивной толщи [Методические..., 1974].

Необходимые исходные данные о литологическом составе пород гипсово-ангидритового горизонта и закономерностях их локализации, которые обосновывают объективные возможности создания литолого-фациальных карт, освещены в многочисленных рукописных и изданных работах. Более подробно сведения о литологическом составе продуктивной толщи приведены в трудах Л.Н. Кудрина [1969], И.И. Алексенко [1967], Б.В. Мерлич, Н.М. Даценко [1976] и др. Тектурные признаки пород, благоприятных для серного рудообразования, рассмотрены С.К. Кропачевой. Поскольку главным для рудообразования является литологический состав, на рассмотрении материалов о тектурных признаках мы не останавливаемся.

Л.Н. Кудрин [1969] на мелкомасштабной схеме распространения фаций днестровско-ратынского горизонта верхнего тортон в краевой части Восточно-Европейской платформы и в полосе ее смыкания с Предкарпатским прогибом выделил зоны: фаций песчаных осадков; комплекса фаций бара; фаций карбонатных (хемогенные известняки, местами доломиты и доломитизированные пелитоморфные известняки) осадков солеродного бассейна; фации (локальный участок) пелитоморфных карбонатных (хемогенные пелитоморфные известняки с линзами лёссовидных суглинков) осадков солеродного бассейна; гипсов, ангидритов и залегающих на них хемогенных известняков; сульфатных (гипсов и ангидритов) осадков солеродного бассейна; гипсов и ангидритов с прослойками глин.

Зона гипсов и ангидритов и залегающих на них хемогенных известняков Л.Н. Кудриным была выделена в полосе сочленения платформы и прогиба и на сопредельной территории платформы. Здесь уже были известны месторождения. Подчеркивалось, что в краевой части платформы гипсо-ангидритовый горизонт фациально замещается горизонтом ратынского хемогенного известняка. В полосе внешней зоны Предкарпатского прогиба и в полосе сочленения внешней и внутренней зон прогиба выделялась зона гипсов и ангидритов с прослойками глин. Во внешней зоне прогиба к юго-востоку от долины р. Стрый был показан ряд островов, лишенных образований днестровско-ратынского горизон-

та, в береговых участках которых Л.Н. Кудрин предполагал наличие седиментационных серных месторождений. Литолого-фациальные зоны внешней части прогиба, по Л.Н. Кудрину, как и предполагавшиеся сингенетические серные месторождения, не подтвердились.

И.И. Алексенко [1967] рассмотрел литолого-фациальные особенности продуктивной толщи зоны сочленения подвижной части платформы и Предкарпатского прогиба по данным многочисленных поисковых и разведочных скважин серных месторождений. Он отметил наличие целестино-известнякового горизонта, включающего и слои известняков, в нижней части гипсово-ангидритовой толщи. Эта часть разреза названа хотинским горизонтом. Указывалось, что в составе хотинского горизонта примесь терригенного материала местами достигает 50%, местами имеется тонкое переслаивание гипса, карбонатных и терригенных пород. На большей части изученной территории образования хотинского горизонта отсутствуют.

В составе собственно гипсово-ангидритового горизонта И.И. Алексенко различает во внешней части Предкарпатского прогиба две фациальные зоны: зону глинистых ангидритов и глин с примесью ангидритов и зону гипсов и ангидритов с незначительной примесью терригенного материала, характерную для зоны сочленения прогиба и платформы. В это построение на нашей литолого-фациальной карте внесены существенные уточнения.

В разрезе фациальной зоны платформы и ее сочленения с Предкарпатским прогибом И.И. Алексенко снизу выделил: 1) слой мелкокристаллических ангидритов, гипсо-ангидритов и гипсов; 2) слой крупнокристаллических гипсов; 3) слой мелкокристаллических известковистых гипсов; 4) слой гипсо-карбонатных пород со значительной примесью глинисто-карбонатного материала. Было отмечено, что слои выделенных разностей сульфатных пород по простиранию довольно выдержанны.

При описании слоя гипсо-карбонатных пород И.И. Алексенко отметил, что они претерпевают постепенные переходы как к подстилающим гипсам, так и к перекрывающим надгипсовым известнякам. Взаимоотношения сульфатных и карбонатных составляющих в интервалах перехода гипсо-карбонатных пород в карбонатные породы ратинского горизонта характеризуются большим многообразием. Наиболее частым является чередование прослоек гипса и известняка. Мощность прослоек изменяется от нескольких миллиметров до 5 см. Прослои не выдержаны по простиранию, нередки переходы гипса в известняк. Известковые прослойки густо пропитаны включениями, мелкими гнездами и линзочками гипса, а гипсовые прослойки, в свою очередь, содержат линзы, гнезда и как бы сетчатые переплетения карбонатов, количество которых изменяется. В последующем сведения о рассматриваемой литолого-фациальной зоне пополнились. В районе Тейсаровского месторождения выявлены разрезы продуктивной толщи, в которых обогащение карбонатным материалом имело место и в средней, и в нижней частях продуктивной толщи. В связи с этим отдельными скважинами выявлены залежи серных руд и в нижней, и в средней частях гипсо-ангидритового горизонта, весьма напоминающих

руды разведанных месторождений в верхней части продуктивной толщи. Уточнены и границы протяжения разрезов разного состава в поперечных блоках, в том числе и полосы сочленения платформы и Предкарпатского прогиба.

При прогнозируемом изучении перспектив бассейнов европейской части СССР А.И. Отрешко в 1970 г. пришел к выводу о возможном открытии новых серных месторождений не только в зоне сочленения платформы и Предкарпатского прогиба, но и в бортовых полосах тектонических ступеней внешней зоны (части) прогиба. Эти перспективы обосновывались наряду с другими положительными критериями предположением о наличии в верхней части разреза продуктивной толщи вдоль юго-западных краев Боновской и Крукенической ступеней пород карбонатно-сульфатного состава, благоприятных для серного рудогенеза. Разломы, ограничивающие эти ступени, были выделены в качестве рудоконтролирующих, и вдоль них, в юго-западных полосах, на среднемасштабной прогнозной карте были выделены перспективные полосы-площади. Предположение о наличии на тектонических ступенях разрезов с породами, благоприятными для серного оруденения, и руд с промышленными концентрациями серы подтвердилось последующими работами.

Новые критерии прогнозирования были установлены при разработке методики крупномасштабного прогнозирования в 1975 г. А.И. Отрешко предложил использовать в построениях крупномасштабной прогнозной карты систему морфоструктур, выделенных по линейам рельефа, прослеживаемым на топографических картах. Было обращено внимание на то, что морфоструктуры определенных размеров контролируют локализацию рудных тел в районе месторождений Роздольского и Тейсаровского. Здесь же были установлены симметрично повторяющиеся морфоструктурные блоки с аномальными мощностями рудных и безрудных метасоматических известняков, а также с аномальными мощностями гипсо-ангидритового горизонта, в разрезах которых серное оруденение не получило развития из-за отсутствия благоприятных пород. Были выделены системы морфоструктурных блоков, в пределах которых накапливались карбонатно-сульфатные породы, по которым в последующем в благоприятных условиях сформировались метасоматические рудные и безрудные известняки. Размер элементарного морфоструктурного блока был определен в 1,8×2,0 км. Группы блоков, контролирующих литолого-фациальные условия накопления продуктивной толщи, протягиваются на 6—8 км, а контролирующих рудные тела — до 4 км.

На примере Роздольского месторождения было доказано [Отрешко, 1974], что верхняя часть продуктивной толщи, сложенная породами смешанного состава, благоприятными для преобразования в серные руды, подвергается метасоматической переработке на различную мощность. В числе благоприятных пород выделялись существенно сульфатные с примесью карбонатного материала, прослойками глини и мергелей. Предполагалась возможность охвата процессами метасоматических превращений и слоев мергелей сопредельной части косовской толщи, и прослоев ратынских известняков в кровле гипсо-ангидритового горизонта. Было установлено, что величина суммарной

мощности метасоматических рудных и безрудных известняков (называемых некоторыми исследователями "ратынскими" известняками), находится в определенной корреляционной связи с мощностью перекрывающей толщи косовских глин, сохранившейся от преддранне-сарматского размыва. Ранее такая зависимость была установлена между мощностью и числом горизонтов сероносных известняков и мощностью покрывающей глинистой толщи для серных месторождений Средне-волжского бассейна. Для Роздольского месторождения залежи рудных и безрудных известняков максимальной мощности (до 25—30 м) развиты на участках, где сохранилась от размыва толща косовских глин мощностью 5—10 м. При увеличении мощности толщи косовских глин до 20 м суммарная мощность метасоматических известняков с прослойками незначительно изменившихся глин в основном не превышает 5 м. На участках косовской толщи мощностью 30 м и более метасоматические известняки, по существу, выклиниваются. Теряется и связанная с ними серная минерализация. В разрезе верхней части гипсо-ангидритового горизонта, сложенной породами карбонатно-сульфатного состава, на участках с мощностью косовской толщи 30 м и более процессы образования метасоматических известняков и связанных с ними залежей самородной серы не происходили.

Большое внимание изучению литологического состава пород гипсо-ангидритового горизонта, горизонта сернорудных и афанитовых безрудных известняков района Роздольского месторождения уделили Б.В. Мерлич и Н.М. Даценко [1976]. Они подчеркнули, что для горизонта рудных и безрудных известняков характерно наличие прослоек глин мощностью 1—30 см. Такие прослойки глин отсутствуют в разрезе гипсово-ангидритового горизонта. В качестве второго важного признака седиментационных известняков отмечена их слоистость, обусловленная чередованием слоев с неодинаковой примесью глинистого материала, а также наличием тонких глинистых прослоек и корок. Эта слоистость обуславливает и неравномерную перекристаллизацию пелитоморфного известняка. Наряду с прослойками вторичного кальцита имеются известняки тонкокристаллической, неравномерно-зернистой, крустификационной и миндалевидной структуры.

Изучив вещественный состав пород района Роздольского месторождения, Б.В. Мерлич и Н.М. Даценко сделали вывод, что осерненные известняки отличаются повышенным содержанием глинозема. Седиментационные минералы в этих известняках представлены кварцем, глинистыми минералами, вулканическим стеклом, полевыми шпатами, темноцветными минералами, халцедоном, глауконитом, слюдами. Б.В. Мерлич и Н.М. Даценко обратили внимание и на то, что наибольшая пористость наблюдается у известняков с тонковкрапленной (сингенетичной) серой.

Для гипсо-ангидритов района Роздольского месторождения Б.В. Мерлич и Н.М. Даценко характерным считают пониженное содержание глинистого материала и карбонатной примеси. Они пришли к выводу, что гипсы и ангидриты закономерно развиты и имеют большую мощность в понижениях бассейна галогенной седиментации. В повышенных участках развиты либо маломощные гипсо-ангидритовые слои,

либо преимущественно известняки повышенной мощности. Повышенное содержание глин, а также наличие характерных седиментационных минералов, по Б.В. Мерлич и Н.М. Даценко, являются доказательствами седиментационной природы сероносных известняков. Таким образом, учитывая наличие в известняках примесей и включений сульфатных минералов, указанными авторами проведено еще одно существенное доказательство образования серных руд по породам смешанного состава.

Роль карбонатных прослоек, включений и гнезд в развитии процесса серного метасоматоза детально рассмотрена Л.Д. Архиповой. Трещиноватость обусловила поступление по карбонатным прослойкам и включениям в породу смешанного состава рудообразующих флюидов, вызывавших перекристаллизацию и осаждение серы как в прослойках и включениях карбонатных пород, так и на все более обширных сопредельных участках сульфатных пород.

В 1976 г. при составлении прогнозной карты сероносности района Подорожное-Вашковцы Г.Т. Саксеев и И.Ф. Гермак установили, что известные здесь серные месторождения приурочены к литолого-фациальной зоне гипсо-ангидритового горизонта с повышенным содержанием карбонатного материала [Методические..., 1981]. В 1976—1978 гг. вспомогательная литолого-фациальная карта составлена и использована И.Ф. Гермаком для прогнозной крупномасштабной оценки перспектив сероносности северо-западной части бассейна. Наконец, в 1980 г. авторами составлена среднемасштабная литолого-фациальная карта для прогнозной оценки всего Предкарпатского бассейна [Методические..., 1981; Отрешко и др., 1983]. Закономерности локализации литолого-фациальных зон, выявленные на этой карте, и рассматриваются в настоящей статье.

Рассматриваемая литолого-фациальная карта составлена с использованием буровых и геофизических данных по скважинам на самородную серу и нефтепоисковым.

В районах сочленения платформы и прогиба и во внешней зоне прогиба выделены зоны и участки фаций: ратынских хемогенных известняков; известняков вторичных метасоматических рудных и безрудных; гипсо-карбонатных пород; гипсо-ангидритов с примесью карбонатного материала; гипсо-ангидритов с примесью глинистого и карбонатного материала; гипсо-ангидритов глинистых и с прослоями глин; ангидритов глинистых и с прослоями глин; ангидритов и гипсов без существенных примесей, ангидритов с прослоями мергелей; ангидритов с прослоями известняков, по геофизическим данным; ангидритов с примесью галита и галитовой породой; рифовых массивов на платформе; локальных участков пород смешанного состава (островных участков) во внешней зоне прогиба. В краевой части подвижной платформы, по Л.Н. Кудрину, выделены фации бара; песков; перехода сульфатных пород в карбонатные породы.

Протяжение литолого-фациальных зон и участков закономерно увязывается с продольными рудоконтролирующими и фациеконтролирующими глубинными разломами: Яворовским, Судово-Вышнянским, Краковецким на северо-западе; Вашковским, Сторожинецким, Бани-

ловским на юго-востоке. Существенные изменения состава пород литолого-фациальных зон имеют место и в связи с системой поперечных разломов.

Продольными разломами глубинного заложения внешняя зона Предкарпатского прогиба разделяется на продольные тектонические ступени шириной 6—10 км, которые погружены друг относительно друга на различные глубины. В пределах тектонических ступеней различаются зоны разного литологического состава. К юго-западным краям ступеней приурочены породы смешанного карбонатно-сульфатного состава в верхней части разреза. Здесь же, по данным геофизического каротажа и описания керна, установлены или предполагаются полосы, участки зоны вторичных метасоматических сероносных известняков. Ширина зоны метасоматических известняков на тектонических ступенях изменяется от 1—2 до 4—8 км. Литолого-фациальные зоны выдержанного однородного состава распространены прерывисто. Состав пород литолого-фациальных зон меняется в пределах блоков, разделенных поперечными разломами. Такие поперечные блоки в карпатском направлении протягиваются на расстояние порядка 60 км. Выделяются блоки: Судово-Вышнянский, с восточной границей по Щирецкому разлому; Стрыйский, с восточной границей по Журавненскому разлому; Калушский, с восточной границей по Тлумачскому разлому; Коломыйский, с восточной границей по Вижицкому разлому; Сторожинецкий. Эти блоки, в свою очередь, делятся поперечными разломами на поперечные ступени-блоки размером 4—10 км. Сравнительно выдержанный состав литолого-фациальных зон контролируется этими "единичными" блоками. Таким образом, литолого-фациальные зоны вдоль продольных ступеней подразделяются на участки, полосы и блоки.

В пределах Судово-Вышнянского блока вдоль Краковецкого разлома характерно следующее чередование участков литолого-фациальной зоны метасоматических известняков и участков зоны карбонатно-сульфатных пород. На крайнем юго-западе, от границы с Польшей, на протяжении 60 км участки метасоматических известняков длиной порядка 10 км сменяются участками карбонатно-сульфатных пород таких же размеров. Ширина зоны достигает 2—2,5 км. Рядом на тектонической ступени протягивается такой же ширины литолого-фациальная зона, в которой чередуются участки карбонатно-сульфатных пород и глинистых гипсов и ангидритов. Интересно, что рядом с участками метасоматических известняков соседствуют участки карбонатно-сульфатных пород.

Вдоль Судово-Вышнянского разлома в пределах рассматриваемого поперечного блока перемежаемость участков разного состава пород несколько иная. Вдоль юго-западного края продольной тектонической ступени чередуются участки карбонатно-сульфатных пород с участками глинистых ангидритов и ангидритов с прослоями глин. Только у Комарно имеется участок метасоматических известняков. Параллельно протягивается на расстояние всего поперечного блока зона глинистых ангидритов и ангидритов с прослоями глин. Вдоль Судово-Вышнянского разлома имеется узкая полоса ангидритов с галитовой породой.

Наконец, вдоль Яворовского разлома на площади всех единичных

блоков развиты вторичные метасоматические известняки. Здесь сохранились лишь небольшие останцы карбонатно-сульфатных пород, а у Ивано-Франковска и у г. Городок выявлены также останцы гипсов и глинистых гипсов. Таким образом, размеры распространения площадей метасоматических известняков в определенной мере отражают интенсивность развития метасоматических процессов в пределах продольных зон и их отдельных блоков.

Литолого-фациальные зоны Стрыйского поперечного блока имеют свои отличия. На Краковецкой и Судово-Вышнянской (Боновской) ступенях выделяются участки ангидритов без существенной примеси карбонатных и глинистых пород. Участки карбонатно-сульфатных пород вдоль юго-западных краев перемежаются участками глинистых ангидритов. Участок метасоматических известняков выделен только в районе с. Мединица. Северо-восточные половины ступеней сложены ангидритом глинистыми и с прослоями глин, которые перемежаются с участками ангидритов без примесей. Вдоль Яворовского разлома резко сократилась площадь метасоматических известняков. По юго-западному краю участки метасоматических известняков чередуются с участками карбонатно-сульфатных пород и глинистых ангидритов и гипсов. Однако, глинисто-сульфатные породы северо-восточной половины ступени в значительной мере перемежаются с участками карбонатно-сульфатных пород. Здесь имеются и участки метасоматических известняков. В сопредельной части платформы широко развиты глинистые гипсы.

Литолого-фациальная зональность для Калушского поперечного блока характеризуется еще меньшим развитием участков метасоматических известняков. Тектонические ступени Судово-Вышнянского и Яворовского разломов в северной их половине сложены преимущественно ангидритами и глинистыми гипсами. На Станиславской ступени появляются карбонатно-сульфатные породы, которые более широко развиты в сопредельной части платформы. В южной половине блока вдоль юго-западных краев ступеней установлена перемежаемость участков метасоматических известняков с участками карбонатно-сульфатных пород. Северо-восточные половины ступеней сложены глинистыми ангидритами и гипсами. В сопредельной части платформы распространены карбонатно-сульфатные породы, местами метасоматические известняки. Вдоль Калушского разлома в северной половине блока протягивается узкая полоса зоны ангидритов с примесью галитовой породы. Узкая полоса мономинеральных гипсов имеется лишь в районе Ивано-Франковска, в зоне сочленения прогиба и платформы.

Коломыйский поперечный блок отличается особым развитием участков зоны мономинеральных ангидритов и гипсов, а также значительным развитием участков зоны галитовых пород и ангидритов. Рассматриваемый блок может быть подразделен на три части. В северной части трети, у Калушского разлома, протягивается участок зоны метасоматических известняков и рядом с ним — участок зоны карбонатно-сульфатных пород. В центральной части блока, у Баниловского разлома, предполагается участок зоны метасоматических

известняков. Карбонатно-сульфатные породы здесь отсутствуют. Преобладают участки зоны мономинеральных ангидритов и гипсов и ангидрит-галитовых пород. Участки зоны мономинеральных гипсов широко развиты в краевой части сопредельной платформы. На Станиславской ступени по юго-западному краю протягивается зона метасоматических известняков, а рядом с ней — зона глинистых гипсов. В южной трети блока, уже за Заболотовским разломом, особое развитие имеет зона карбонатно-сульфатных пород. Вдоль Баниловского разлома по данным геофизики протягивается зона метасоматических известняков. Вдоль поперечного Заболотовского разлома чередуются блоки размером 2×4 км мономинеральных и глинистых сульфатных пород с блоками ангидрит-галитовых пород. В зоне сочленения прогиба и платформы, на продолжении Отынского разлома и вдоль него, протягивается полоса метасоматических известняков, которая развита также и вдоль поперечного Заболотовского разлома, обрамляя зону блоков, сложенных ангидритами и галитовой породой на западе и востоке.

Сторожинецкий блок по литолого-фациальным особенностям продуктивной сульфатоносной толщи напоминает Судово-Вышмянский. Здесь во внешней зоне прогиба отсутствуют участки и блоки мономинеральных гипсов, ангидритов и ангидритов с галитовой породой. Мономинеральные гипсы выявлены лишь в краевой части подвижной платформы, в полосе ее сочленения с прогибом. Вдоль Баниловского, Сторожинецкого и Вашковского разломов протягиваются участки зоны метасоматических известняков и рядом с ними — участки карбонатно-сульфатных пород. Северо-восточные половины ступеней сложены глинистыми ангидритами и гипсами. У Баниловского разлома имеется участок гипсо-ангидритов, переслаивающихся в верхней части продуктивной толщи с мергелями. Для сопредельной части платформы характерно широкое развитие ратынских известняков и глинистых гипсов.

Общим для всех продольных ступеней и поперечных блоков является то, что вдоль юго-западных краев локализованы зоны карбонатно-сульфатных пород, в пределах их имеются участки метасоматических известняков, которые в различной мере перекрывают площади развития карбонатно-сульфатных пород. Эта особенность убеждает в том, что развитие метасоматических известняков происходило на площадях литофациальной зоны карбонатно-сульфатных пород. Выявленные участки локализации метасоматических известняков иллюстрируют геологические обстановки, в которых протекали геохимические и гидрохимические процессы метасоматических превращений карбонатно-сульфатных пород смешанного состава в серные руды. Выявленные участки и площади распространения метасоматических известняков рассматриваются в качестве перспективных площадей для поисков новых месторождений [Отрешко и др., 1983].

Литолого-фациальная зональность продуктивной толщи верхнего тортона в пределах подвижной платформы, по Л.Н. Кудрину, в настоящее время изучена менее детально, чем рассмотренные выше зона сочленения платформы и прогиба и внешняя зона прогиба. Для

построения средне- и крупномасштабных литолого-фациальных карт требуется дальнейшее изучение пород гипсо-ангидритового горизонта подвижной платформы в связи с изменчивостью их состава. Здесь известны рудопроявления серы и предполагается возможность открытия ее месторождений. При построении литолого-фациальных карт этой территории представляется необходимым использование рассмотренных выше закономерностей коррелятивной связи между тектоническим строением и изменчивостью литологического состава пород галогенной формации.

Несомненно то, что и в пределах платформенных структур широко распространены мономинеральные и глинистые гипсы, а также породы смешанного карбонатно-сульфатного и, видимо, сульфатно-карбонатного состава. Такие породы уже установлены в краевой части платформы, сопредельной прогибу, при поисковых и разведочных работах в районах известных месторождений. Несомненно и то, что в пределах краевой части подвижной платформы размеры тектонических элементов, контролирующих изменчивость литологического состава продуктивной толщи, более значительны. Нами на составленной среднемасштабной литолого-фациальной карте, дополнительно к более ранним построениям Л.Н. Кудрина, выделена вдоль бара литолого-фациальная зона барьерных и одиночных рифов верхнего тортона, протягивающаяся северо-восточнее Теребовлянского разлома. Эта зона хорошо прослеживается на геологических картах разного масштаба. Она отделяла зарифованную верхнетортонскую лагуну, в которой на капливалась сульфатоносная продуктивная толща.

В локализации литофациальных зон подвижной краевой части платформы, по-видимому, определенную коррелирующую роль играли крупные поперечные блоки, выделенные в пределах внешней зоны прогиба и зоны ее сочленения с платформой. Подобные блоки как продолжение зон блоков прогиба, по-видимому, будут выявлены и в краевой части платформы.

Таким образом, составленная авторами среднемасштабная литолого-фациальная карта гипсо-ангидритового горизонта верхнего тортона обосновывает дальнейшее направление прогнозных и поисковых работ на самородную серу Предкарпатского бассейна.

В северо-западной части бассейна некоторые перспективные площади, выделенные авторами с учетом данных о литолого-фациальной зональности, подверглись поисково-ревизионной буровой проверке. Г.Т. Саксеев и др. [1983] в описании результатов этих поисковых работ пристальное внимание обратили на литологический состав продуктивной толщи. Подчеркнуто, что в пределах перспективных площадей Боновской ступени развиты такие же породы, как и в зоне сочленения платформы и прогиба на разведанных серных месторождениях. В ряде поисково-ревизионных скважин Г.Т. Саксеев и Л.Д. Архипова [Саксеев и др., 1983], кроме метасоматических известняков, описали ангидриты с незначительной примесью глинисто-карбонатного материала, сульфатно-карбонатные породы и карбонатизированные разности ангидритов с примесью терригенного материала. В составе карбонатизированных ангидритов определено содержание (в %) CaCO_3 19,6, кремнезема

2,55 — 14,3 и глинозема 2,25. В разрезе скв. 13 установлены доломитизированные известняки, характеризующиеся наличием тонких карбонатно-глинистых прослоек, к которым приурочен мелкий углефицированный детрит. В этих разрезах установлены и промышленные концентрации самородной серы.

Приведенные материалы подтверждают достоверность литолого-фациальных построений рассмотренной карты и принятых прогнозных выводов по выделению площадей, перспективных для поисков новых серных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Алексенко И.И. Сера Предкарпатья. М.: Недра, 1967. 304 с.

Кудрин Л.Н. Фации и палеогеография верхнетортонского времени Предкарпатского сероносного бассейна и пути поисков серы. — В кн.: Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969, с. 95—112.

Мерлич Б.В., Даценко Н.М. Условия образования серных руд Роздольского месторождения. Львов: Вища шк., 1976. 219 с.

Методические рекомендации по локальному прогнозированию месторождений серы Предкарпатского бассейна. Симферополь: Б.и. 1981. 59 с.

Отрешко А.И. Роль предсарматских размывов в формировании серных месторождений Предкарпатского бассейна. — В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М.: Недра, 1974, с. 144—153.

Отрешко А.И., Гермак И.Ф., Кохалевич Р.И., Грень Л.Н. Критерии и признаки прогнозирования серных месторождений и прогнозные карты Предкарпатского сероносного бассейна: Экспресс-информ. ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полез. ископаемых, 1983, вып. 3, с. 6—15.

Саксеев Г.Т., Архипова Л.Д., Мамчур Г.П. Перспективы поисков серы во внешней зоне Предкарпатского прогиба. — Сов. геология, 1983, N 6, с. 88—96.

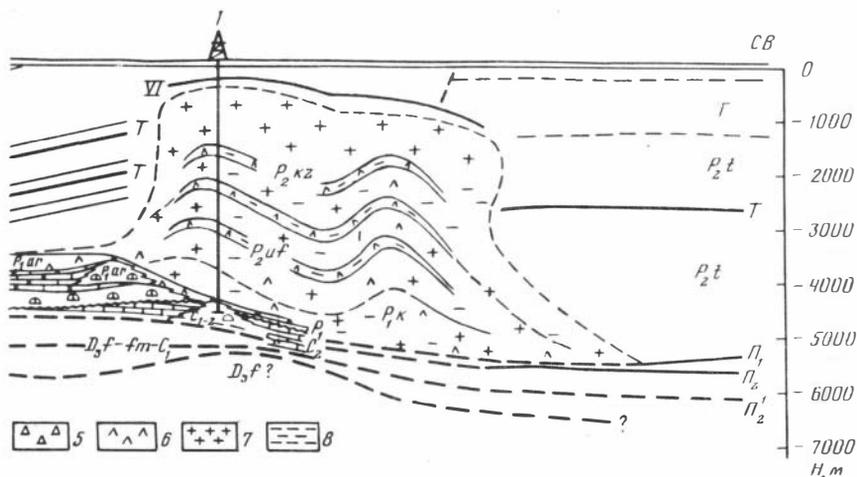
УДК 551.736:552.53(470.4/5+574)

Ю.А. ПИСАРЕНКО, А.К. ЗАМАРЕНОВ, Н.Н. МАРКИНА,
В.С. БЕЛОНОЖКО

ПЕРМСКИЕ ГАЛОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ (на примере Карачаганакского участка)

В последние годы в связи с широким разворотом поисково-разведочных работ на площади Карачаганакского газоконденсатного месторождения появились данные, позволяющие уточнить объем и строение соленосных отложений северной окраины Прикаспийской впадины и дать прогноз появления аналогичных образований на других участках этого региона.

Наиболее полная информация о соленосных отложениях указанной площади получена по скважинам, пробуренным на собственно Карачаганакском и соседнем к югу Кончебайском куполах. Как показывает имеющийся керновый материал и промыслово-геофизические данные, эти отложения представлены преимущественно галитом, в различной степени обогащенным сульфатно-карбонатными и терригенными приме-



кубических включений. Содержание примеси в ангидрите может достигать 30%.

Терригенный материал представлен преимущественно глинисто-алевритовыми породами красноцветной и сероцветной окраски, обогащенными сульфатным и карбонатным материалом в нижних частях интервала и интенсивно засоленными в верхних. Собственно терригенные прослои имеют мощность не более 3—5 м, однако образуют достаточно мощные пачки переслаивания с галитом и ангидритом.

В соленосной части разреза зафиксировано присутствие калийно-магниевых солей, представленных сильвинитом и полигалитом.

Выделенные в составе соленосного разреза терригенно-сульфатные пачки достаточно уверенно коррелируются по промыслово-геофизическим данным. При этом по отдельным пачкам удается проследить фациальную изменчивость пород в сторону обеднения или обогащения терригенным материалом, каменной солью (см. рис. 2). В ряде случаев возможно достаточно четко осуществить детальную корреляцию разрезов и собственно соленосной части (см. рис. 3).

В результате проведенных палинологических исследований по соленосной части разреза скв. 1 Карачаганакской получены интересные данные, позволяющие с некоторой степенью условности выделять здесь не только кунгурские, но также уфимские и казанские отложения, характеризующиеся четко отличающимися друг от друга спорово-пыльцевыми комплексами.

Обнаруженные спорово-пыльцевые комплексы кунгурского яруса (интервал 4410—4450 м) по своей характеристике отвечают комплексам, известным для иренского горизонта различных районов Русской платформы [Маркина, 1981]. В их составе господствует пыльца (98%), количество спор незначительно (21%).

Господствующее положение в комплексе принадлежит пыльце *Vittatina* (53%), отличающейся максимальным разнообразием видов и форм.

Пыльцевые зерна *Disaccites* бедны и однообразны по видовому

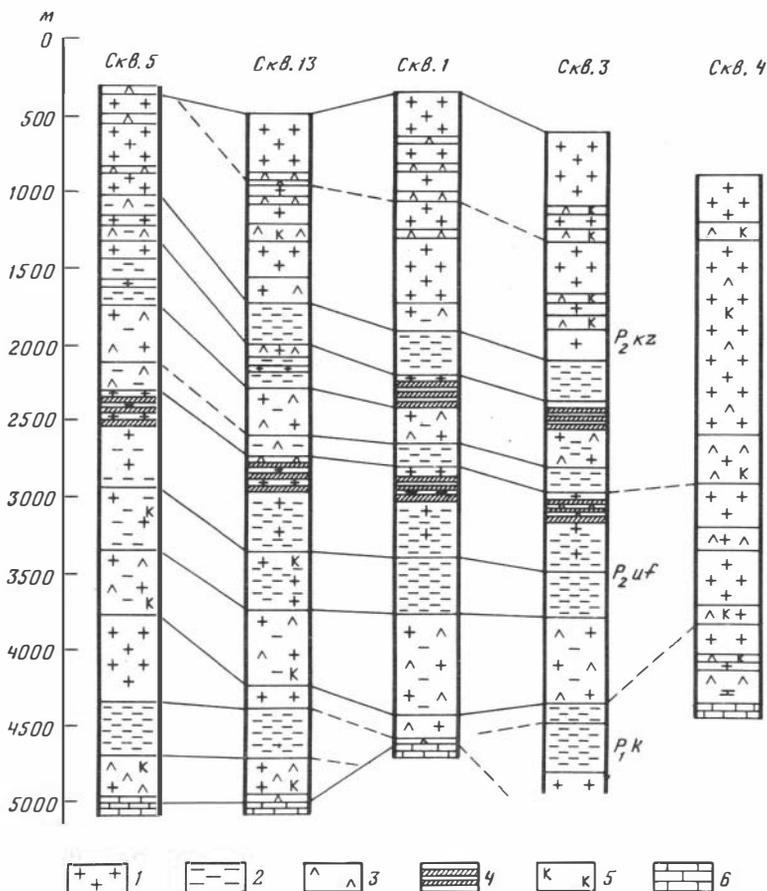


Рис. 2. Сопоставление разрезов соленосной толщи площади Карачаганак

1 — каменная соль; 2 — терригенно-сульфатные породы; 3 — ангидрит; 4 — пласты терригенно-сульфатных пород мощностью до 10—20 м; 5 — калийно-магниевая соль; 6 — карбонатные породы

составу. Наиболее распространенными являются *Protohaplopinites prolixus* Lub., а также пыльца типа *Protopodocarpites*.

Значительную роль в комплексе играют *Discoites striatiti*. Кордаиты представлены следующими видами: *Samoilovitschisaccites turboreticulatus* (Sam.-Dibn.), *Baskanisporites varians* (Sadk. Dibn.). Из пыльцы неопределенной систематической принадлежности чаще встречается *Azonalites levis* Lub.

Присутствие уфимских отложений установлено в интервалах 4206—4209, 3961—3966, 3921—3926, 3806—3811 м спорово-пыльцевыми комплексами, выделенными среди солей в аргиллитах серой и темно-серой окраски. По сравнению с комплексами кунгурского яруса здесь резко ухудшается степень сохранности и частота встречаемости миоспор.

Выделенные комплексы по количеству основных компонентов и особенностям видового состава заметно отличаются от комплексов

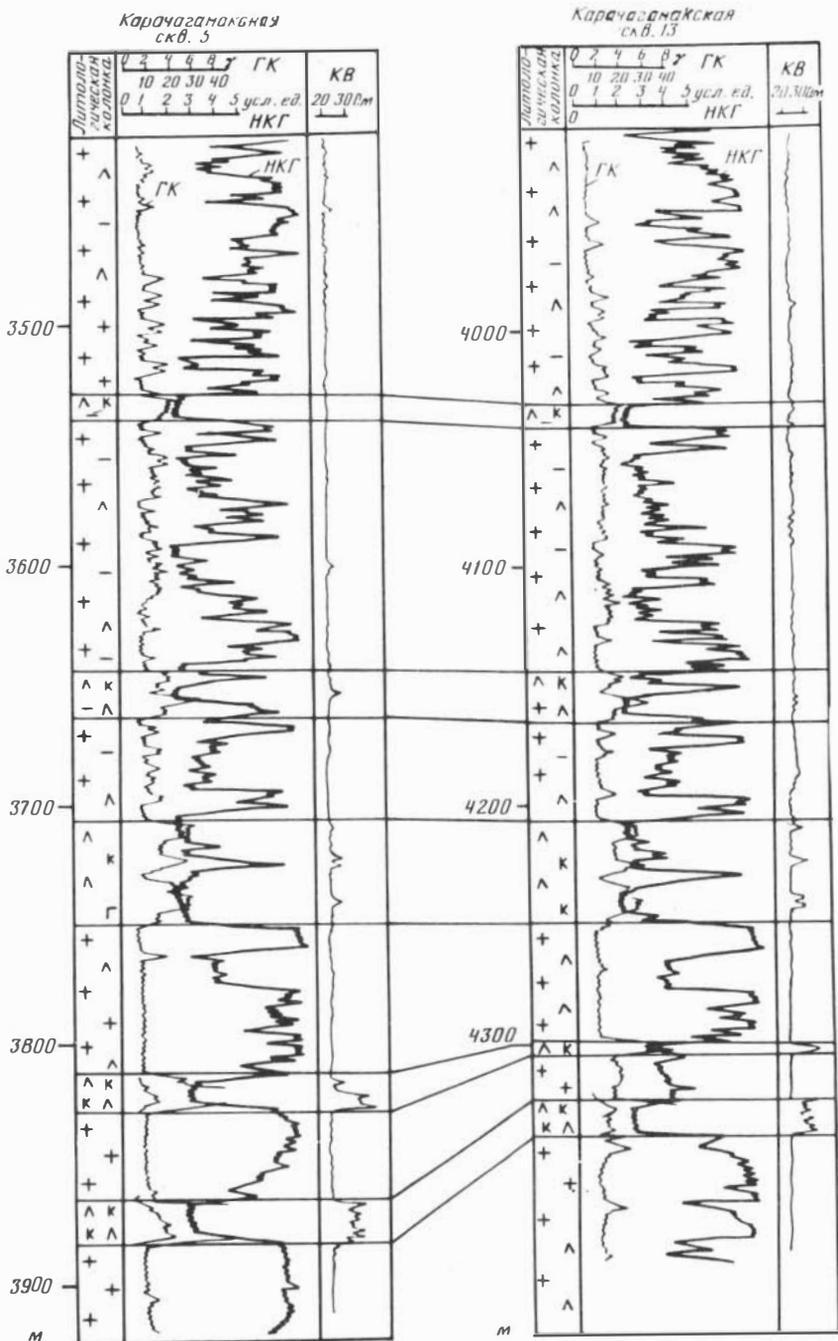


Рис. 3. Пример корреляции соленосных пород купола Карачаганак
 ГК — гамма-картаж; НГГ — нейтронный гамма-картаж, КВ — вертикальный картаж; остальные условные обозначения см. на рис. 2

иреньского горизонта. В них резко увеличивается количество спор, в основном типа *Lepidodendron*, *Cirratriradites procumbens* Lub., *C. ornatus* Lub., *Lycospora* sp.

Характерно также присутствие однолучевых гладких и скульптурных спор, большая часть которых принадлежит к новым, не описанным в литературе видам — *Thymospora* sp., *Punctatisporites* sp.

В пыльцевой части спектра в отличие от иреньского комплекса преобладает пыльца хвойных и *Vittatina* L., хотя количество последней в отдельных образцах по сравнению с описанным выше комплексом значительно снижается. Среди пыльцы типа современных хвойных заметно увеличивается разнообразная по видовому составу пыльца *Protodocarpitea*.

Значительную роль играет одномешковая пыльца древних хвойных.

Среди *Disaccate striatiti* определены *Striatohaplopinites glomus* Hart. comb. nov., *Paucistriatopinites tener* Sauer, *Striatolebachlites varius* Sauer.

По сравнению с комплексом иреньского возраста уменьшается в спектре роль пыльцы неопределенной принадлежности (*Asonaletes*).

Пыльца кордаитовых представлена видами *Baskanisporites pullatus* (Lub.) Dibn., *Luberisaccites subrotata* (Lub.) Dubn. Единичны *Caytonipollenites*.

Изученные комплексы аналогичны комплексам, описанным из уфимских отложений восточной части Прикаспийской впадины Г.Д. Ефремовой [1963], из соликамской свиты Соликамского района — Сиверцевой (1969 г.), Пермского Приуралья — Г.Д. Ефремовой [1963]. Они также близки комплексам уфимского возраста, известным из некоторых районов северо-востока Русской платформы [Варюхина, 1971; Молин, Колода, 1972].

Споры и пыльца казанского яруса обнаружены в глинах серого и темно-серого цвета среди солей в интервале 2709—2716 м. Этот комплекс существенно отличается от вышеописанных комплексов соленосной толщи. В нем доминирует пыльца. Споры составляют 15%, среди которых присутствуют однолучевые гладкие споры типа *Laevigatosporites vulgaris* Ibr.

Основу пыльцевой части спектра составляет пыльца *Coniferalis* (55%), морфологически близкая к современной пыльце хвойных семейств *Pinaceae* и *Podocarpaceae*.

Среди ребристой пыльцы, занимающей подчиненное положение в комплексе, наиболее распространены *Striatohaplopinites perfectus* Naum., *Faleisporites zapfel* (Pot. et Kr.). Пыльца *Vittatina* Lub. незначительна. Единичны пыльцевые зерна *Taeniaesporites*.

Неотъемлемой частью спектра являются постоянно присутствующие в комплексе пыльца *Florinites* (9%), неопределенной систематической принадлежности — *Azonaletes*, а также пыльцевые зерна *Ginkgocycadophytus*. Кейтониевые составляют 6%.

Бедность и однообразие ребристых форм в спектре несколько отличают его от изученных нами спектров из казанских отложений северо-западной и восточной частей Прикаспийской впадины. Однако он хорошо сопоставляется с казанским комплексом спор и пыльцы, изученным нами из фаунистически охарактеризованных казанских

отложений скв. П—8 Ветелкинской площади, пробуренной в пределах Уральского участка бортовой зоны.

Таким образом, все вышеизложенное позволяет выделить в составе соленосной толщи Карачаганакской площади породы не только кунгурского, но также уфимского и казанского ярусов.

Подобные соленосные отложения подробно описаны Ш.Ф. Юльметовым и др. (1981 г.) на Линевском куполе, расположенном в 60 км восточнее Карачаганакского также на первой соляной гряде. По данным бурения скв. 8 Линевской, купол образован толщей переслаивания каменной соли, терригенно-сульфатных, карбонатных и калийно-магниевого солей. По палеонтологическим данным в разрезе выделены толщи уфимских (650 м), казанских (3582 м) и предположительных кунгурских отложений.

Аналогичные факты, указывающие на присутствие в составе соленосной части разреза верхнепермских отложений, отмечены и в других частях Прикаспийской впадины. Так, в скв. 3 Гмелинской с глубины 3427—3437 м во внутрисолевых терригенных породах палинологом В.П. Синегуб (1968 г.) обнаружен спорово-пыльцевой комплекс позднепермского возраста.

В разрезе скв. 8 Ждановской среди солей в интервале 1800—1803 м Н.Н. Маркиной встречен также верхнепермский спорово-пыльцевой комплекс.

По палинологическим данным присутствие пород кунгурского яруса и нижеказанского подъяруса установлено в соленосной части разреза скв. 3 Магат [Журавлев и др., 1972]. Исходя из присутствия фаунистически доказанной казанской соли в Бузулукском прогибе В.С. Журавлев указывал на возможность появления в пределах северной окраины Прикаспийской впадины верхнепермских соленосных отложений.

Полученные данные по Карачаганакской и Линевской площадям позволяют предполагать развитие аналогичных толщ и в более внутренних частях Прикаспийской впадины.

Обращает на себя внимание тот факт, что казанские отложения, представленные на обрамлении впадины преимущественно чистой каменной солью, уже в бортовой части обогащаются терригенно-сульфатным материалом (разрезы скважин 8 Ветелкинской и 2 Аксайской). Эту обогащенность соленосных пород первой прибортовой гряды терригенно-сульфатным, а также калийно-магниевым материалом, видимо, можно объяснить тем, что формирование куполов происходило за счет отложений, накопившихся в прибортовом протяженном палеопротекте [Тихвинский, Азизов, 1978; Нижнепермская..., 1981], в котором создавались благоприятные условия для накопления таких осадков.

Формирование Кончебайского купола шло, по-видимому, за счет чистой каменной соли, накопившейся в пределах самого Карачаганакского палеосвода. Возможно, однако, что соленосная толща Кончебайского купола имеет кунгурский возраст, поэтому образование соляной структуры здесь связано с более ранней стадией соляного тектогенеза.

Таким образом, по результатам изучения соленосных отложений северной окраины Прикаспийской впадины и, в частности Карачаганского участка, можно констатировать следующее:

— соленосная часть разреза представлена здесь отложениями не только кунгурского, но также уфимского и казанского возрастов;

— различие вещественного состава толщ, слагающих Карачаганский и Кончешайский купола, обусловлено тем, что формирование последних происходило в различных литолого-фациальных условиях;

— в период соленакпления во внутренней части Прикаспийской впадины вдоль бортового уступа существовал унаследованно развивающийся палеопрогиб, в пределах которого происходило обогащение соленосных пород терригенно-сульфатным и калийно-магниевым материалом.

ЛИТЕРАТУРА

Варюхина Л.М. Споры и пыльца красноцветных и угленосных отложений перми и триаса северо-востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1971. 151 с.

Ефремова Г.Д. Результаты палинологического изучения пермских отложений Пермского Прикаспия. — В кн.: Спорово-пыльцевые комплексы и стратиграфия верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя Волго-Уральской области и Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 73—76. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 37).

Журавлев В.С., Дальян И.Б., Соловьев Б.А., Фомина Г.В. Казанские соленосные отложения востока Прикаспийской впадины и ее северного обрамления. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, N 2, с. 40—54.

Маркина Н.Н. Биостратиграфическое расчленение нижнепермских отложений северо-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления. — Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья, 1981, вып. 22, с. 31—40.

Молин В.А., Колода Н.А. Верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы севера Русской платформы. Л.: Наука, 1972. 76 с.

Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия /В.С. Деревягин, С.А. Свидзинский, В.И. Седлецкий и др. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981. 400 с.

Тихвинский И.Н., Азизов А.И. Перспективы Прикаспийского бассейна на сульфатные соли калия. — Сов. геология, 1978, N 11, с. 82—93.

УДК 553.98:550.8(476)

В.А. МОСКВИЧ, В.С. КОНИШЕВ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ВЕРХНЕФАМЕНСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Верхнефаменная соленосная формация Припятского прогиба состоит из галитовой и глинисто-галитовой субформаций [Гарецкий и др., 1982]. Органогенные постройки и ангидритовые банки наиболее распространение получили в галитовой субформации в Северной структурной зоне прогиба, где с ними связаны нефтяные залежи на Полесском, Давыдовском, Западно-Тишковском и Западно-Дубровском месторождениях. В этой наиболее изученной части Припятского прогиба лебедянский горизонт представлен семью основными ритмопачками, у которых в основании залегают известняковые, ангидри-

товые, доломитовые и мергельные породы, а верхняя часть сложена галитом. При этом мощность базальных и галитовых пачек изменяется в широких пределах (от десятков до нескольких сотен метров) и хорошо коррелируется с литофациальной зональностью.

Базальный пласт первой ритмопачки (боричевские слои, по С.А. Кручеку [1979]) залегает непосредственно на глубоководных верхнеелецких отложениях нижнего фамена, которые представлены темноцветными глинисто-битуминозными известняками и мергелями с обилием кремнескелетных остатков организмов (радиолярий и губок). Этот базальный пласт имеет мощность от 100 м и более в сводах палеоподнятий по кровле задонско-елецких отложений (113 м в скв. 1 Полесской и 103 м в скв. 1 Вишанской) до полного отсутствия их на крыльях структур (скв. 18 Мармовичская и 3 Восточно-Вишанская) [Гершзон, 1981; Конищев, 1982]. Пласт сложен ангидритами и образует ангидритовый вал шириной 2—3 км, протягивающийся вдоль Речицко-Вишанской зоны поднятий на десятки километров. В своде ангидриты темно-серые и серые седиментационные и метасоматические с мощными (до 50 м) строматолитовыми биогермами и сопутствующими им ангидритово-карбонатными конгломерато-брекчиями. Обломки размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров представлены известняками и мергелями, сцементированными ангидритом. На крыльях вала ангидриты темноокрашенные глинистые тонкослоистые переслаиваются с глинистыми известняками и окремненными доломи-гами, образованными в условиях существенной некомпенсации.

На рис. 1 показан поперечный разрез через ангидритовую банку на Полесском месторождении нефти. Представленный разрез характерен для всего ангидритового вала Речицко-Вишанской зоны поднятий. На разрезе видно постепенное смещение в южном направлении по мере конседиментационного увеличения регионального наклона пластов сводовой части структуры. Органогенная постройка в основании ангидритового вала сформирована на палеосводе верхнеелецкой структуры (район скважин 8 и 9 Полесской площади) и по мере накопления ангидритов сводовая часть вала сместилась в район скважин 4 и 8 полесских, где и сформировалась небольшая по мощности биостромная постройка. Современный свод ангидритового вала расположен еще южнее, в районе скв. 4. Эти органогенные постройки сложены преимущественно строматолитовыми известняками, частично доломитизированными, с гнездами белого ангидрита, с трещинами, выполненными каменной солью. Коллекторы в таких известняках трещинно-кавернового типа.

Кроме водорослевых построек, в ангидритовых валах встречаются небольшие по мощности пеллециподовые банки (Давыдовская площадь), как правило, сульфатизированные, с низкими коллектирующими возможностями.

Базальные пачки следующих двух ритмов описаны подробно на примере Осташковичского месторождения [Сахибгареев и др., 1974]. Нижняя пачка второго ритма представлена здесь доломитами и доломитизированными известняками в различной степени глинистыми. При этом степень глинистости определяется положением участка относи-

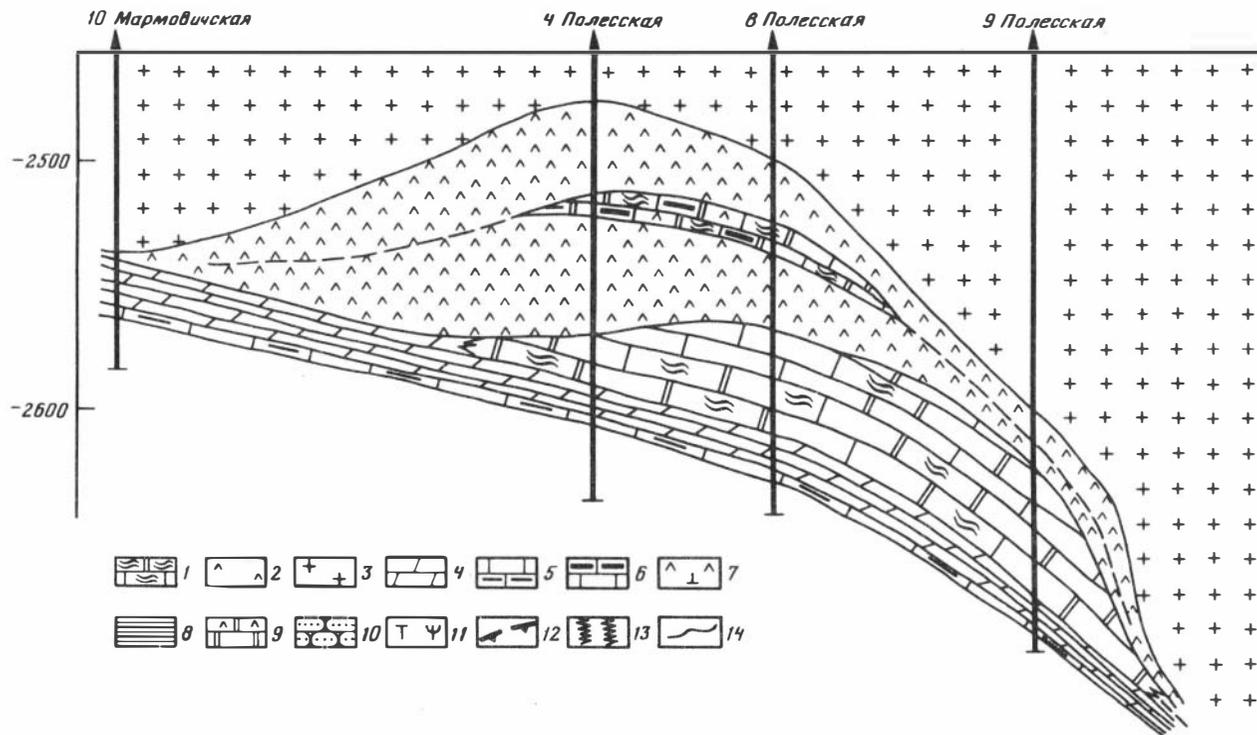


Рис. 1. Разрез ангидритовой банки на Полесском нефтяном месторождении

1 — водорослевые и стратопоровые известняки и вторичные доломиты; 2 — ангидриты; 3 — галиты; 4 — мергели; 5 — известняки и глинистые известняки; 6 — нефтеносные известняки; 7 — глинистые ангидриты; 8 — аргиллиты; 9 — ангидритизированные доломиты; 10 —

песчаники; 11 — туфы и эффузивы; 12 — границы Припятского прогиба; 13 — диаграммы радиоактивного каротажа (ГК — гамма-каротажа, НГК — нейтронного гамма-каротажа); 14 — границы литофациальных полей; С, Ц, Ю — структурные зоны соответственно Северная, Центральная и Южная

тельно свода палеоструктуры задонско-елецких отложений: в направлении от свода к крыльям увеличивается глинистость и возрастает мощность глинистых прослоев. Общая мощность этого базального пласта изменяется в пределах 15—30 м.

Третий базальный пласт на своде и присводовых участках сложен известняками и доломитами, а на крыльях — глинистыми ангидритами и глинистыми галитами. Общая мощность пласта варьирует в пределах 10—15 м. Оба вышеописанных пласта отличаются крайне низкими коллекторскими свойствами.

Базальный пласт четвертой ритмопачки (или "широкий репер", по В.Е. Ржанникову [1972]), наиболее изучен глубоким бурением, и его строение освещено в ряде работ [Гарецкий и др., 1982; Москвич и др., 1974; Обровец и др., 1979; Резник, Пелипенко, 1982]. На примере восточной части Припятского прогиба, где с этим пластом связаны промышленные залежи нефти на Западно-Тишковском и Западно-Дубровском месторождениях, показаны особенности его геологического строения (рис. 2). Пласт состоит из трех основных пачек: нижняя и верхняя — карбонатные и глинисто-карбонатные, средняя — ангидритовая и галитовая.

Нижняя пачка пласта представлена известняками и доломитизированными известняками, строматолитами и стоматопоровыми, замещенными по простиранию мергелями, глинистыми известняками и аргиллитами. Эта часть базальной пачки отделяется от галитового пласта третьей ритмопачки почти повсеместно прослоями галопелита и ангидрита. В нижней пачке рассматриваемого пласта органогенные постройки получили наибольшее распространение. По типу они биостромные реже биогермные с хорошими емкостными и фильтрационными свойствами. Основными рифостроителями здесь являются синезеленые водоросли (строматолиты) и реже строматопораты.

Средняя часть "широкого репера" представлена в сводах палеоподнятий ангидритами и ангидритизированными известняками, реже доломитами, а на крыльях и периклиналях — глинистыми ангидритами и галитом. При этом отмечается закономерное уменьшение мощности ангидритовой банки от свода палеоподнятия к погруженной части и возрастание мощности галитовых прослоев. Подстилающие и покрывающие карбонатные пачки пласта также претерпевают литофациальные изменения. На участках развития галита они представлены преимущественно депрессионными глинистыми известняками и аргиллитами (см. рис. 2).

Верхняя пачка четвертого базального пласта имеет более сложную литологическую характеристику, чем две нижних. Здесь наряду с водорослевыми (строматолитовыми) известняками, образующими небольшие по мощности биостромы, присутствуют в виде прослоев доломитовые, сульфатно-мергельные и ангидритовые породы. Известняки серые и светло-серые трещиноватые с гнездами белого ангидрита. Трещины изотропные, выполненные каменной солью, иногда ангидритом. Мощность пачки варьирует в пределах 5—25 м. Общая же мощность базального пласта изменяется от 20 до 130 м. Основные изменения общей мощности связаны с ангидритово-галитовой пачкой и

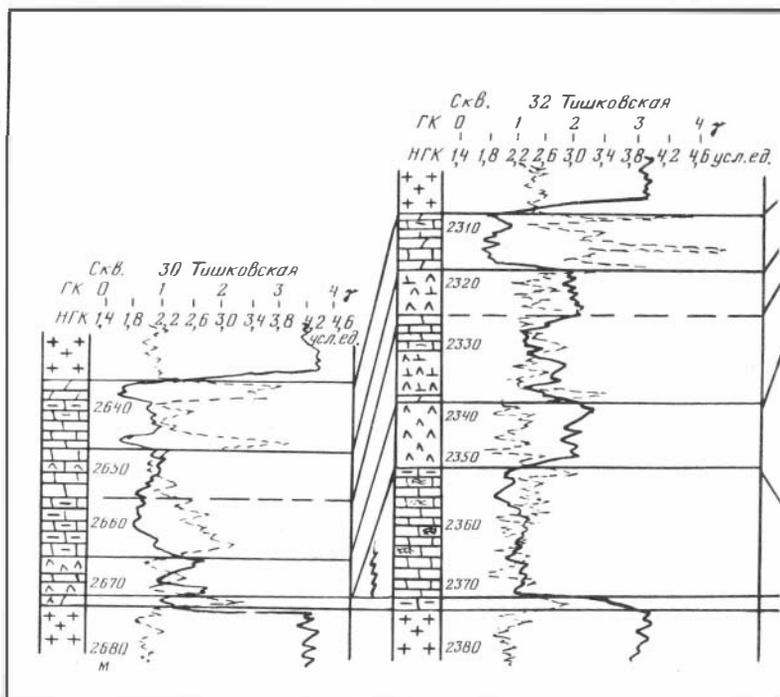


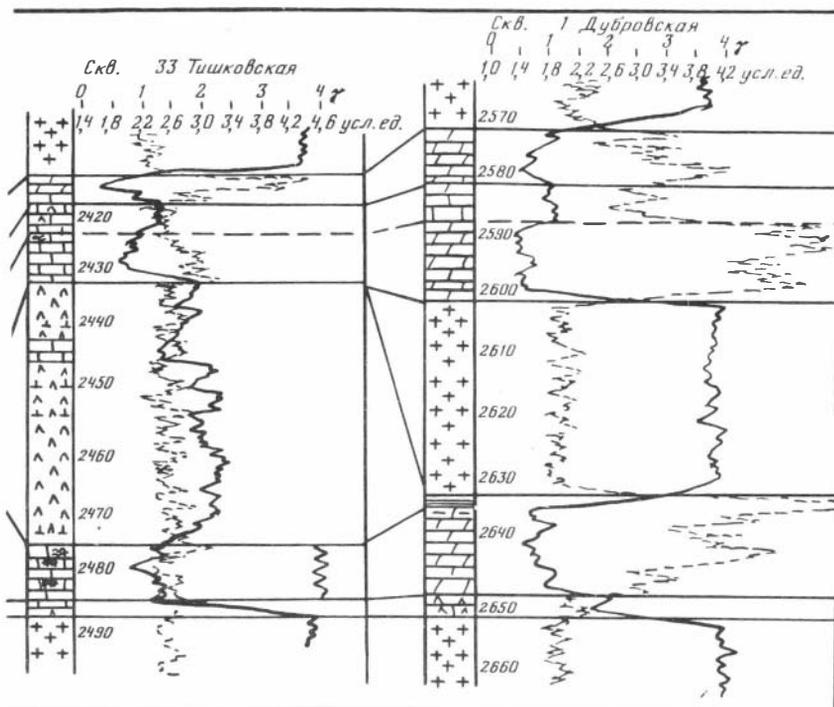
Рис. 2. Корреляция разрезов "широкого репера" лебедянского горизонта на Западно-Тишковской и Дубровской площадях

Условные обозначения см. на рис. 1

в отдельных случаях с развитием в карбонатных пачках органогенных построек. Положение последних контролируется, так же как и в ангидритах первого ритма, палеоподнятиями задонско-елецких отложений.

Что же касается остальных трех базальных пластов, то они сложены в основном глинистыми известняками, мергелями, ангидритами и галопелитами. Глинистые известняки и мергели серые и темно-серые, тонкослоистые, плитчатые, иногда брекчированные. Ангидриты голубовато-серые и темно-серые до черных, массивные и желваковые с прослойками и линзами серого глинистого тонкослоистого известняка. Органогенные постройки в этих трех базальных пластах не встречены.

Анализ приведенных выше данных показывает, что основное распространение ангидритовые банки и органогенные постройки получили в период формирования наибольших по мощности базальных пластов (первая и четвертая ритмопачки) в Северной структурной зоне Припятского прогиба. В лебедянское время эта территория внутренней части солеродного бассейна была наиболее приподнятой, и поэтому именно здесь в периоды значительных трансгрессий создавались благоприятные условия для развития синезеленых водорослей — основных рифостроителей осолоненных бассейнов. Если учесть, что



максимальная глубина возможного развития синезеленых водорослей не должна превышать 60 м, то периодам соленакопления в этапы регрессий будет соответствовать в Северной структурной зоне еще меньшая глубина. Именно это обстоятельство привело здесь к псевдо-изохронному накоплению ангидритов и галитов (см. рис. 2). Как нам представляется, этот процесс протекал в две последовательные фазы: ангидриты накапливались лишь в наиболее прогретых, поднятых участках бассейна, а после повышения минерализации воды до садки галита повсеместно отлагалась каменная соль. Одновременно с усилением регрессии снижался уровень воды и ангидритовые банки обнажались. В этой связи галит компенсировал здесь лишь отрицательные формы рельефа. Последующая же трансгрессия приводила повсеместно к углублению бассейна и накоплению на разновозрастных ангидритах и галитах изохронных карбонатных и глинисто-карбонатных отложений верхней пачки.

Что же касается Центральной структурной зоны (рис. 3), то глубина бассейна в ее пределах на всем протяжении лебедянского времени была значительной (более 60 м) и не благоприятствовала формированию ангидритовых банок и органогенных построек.

В Южной структурной зоне внутрисолевые прослои из-за близости Украинского щита — основного источника сноса терригенного материала представлены песчаниками и песчанисто-глинистыми известняками (см. рис. 3).

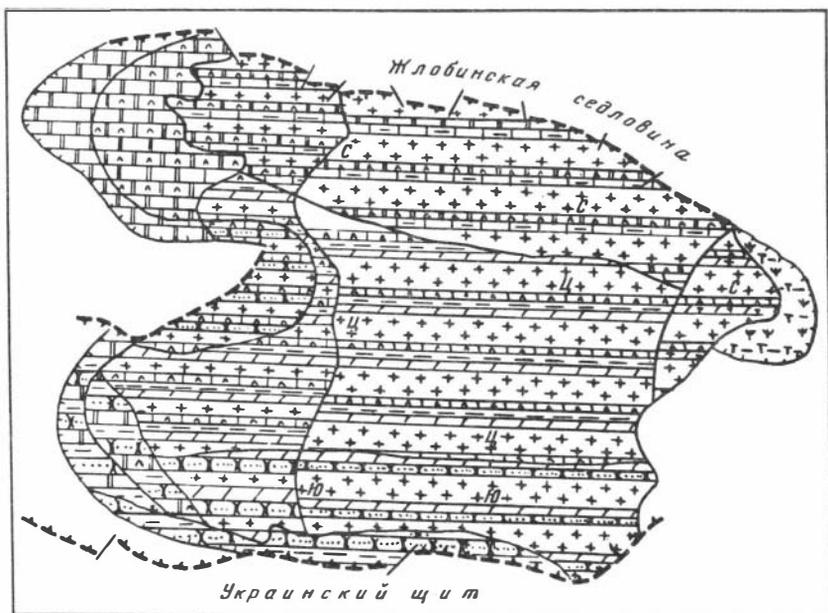


Рис. 3. Литофациальная карта лебедянского горизонта Припятского прогиба. Составили С.А. Кручек, В.А. Москвич

Условные обозначения см. на рис. 1

Таким образом, соленакопление в Припятском прогибе в позднем фанене началось в глубоком бассейне с расчленением рельефом, на выступах которого формировались органогенные постройки и ангидритовые банки, а в синклинальных зонах — депрессионные карбонатные и глинисто-карбонатные отложения. Соляные пласты являлись фазой компенсации и в основном заполняли рельеф. Органогенные постройки, обладая хорошими емкостными и фильтрационными свойствами, являются объектами нефтепоисковых работ в Припятском прогибе.

ЛИТЕРАТУРА

Гарецкий Р.Г., Кислик В.З., Высоцкий Э.А. и др. Девонские соленосные формации Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.

Гершон Р.Д. Особенности геологического строения Полесско-Давыдовской площади. — В кн.: Зоны нефтегазоносности Припятского прогиба. Минск: БелНИГРИ, 1981, с. 113—119.

Конищев В.С. Ангидритовые валы и банки областей галокинеза. — В кн.: Исследования земной коры территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1982, с. 54—56.

Кручек С.А. О стратиграфической схеме межсолевых отложений верхнего девона Припятской впадины. — В кн.: Геологическое изучение Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1979, с. 5—15.

Москвич В.А., Сахибгареев Р.С., Сенкевич В.А. Новое об образовании коллекторов во внутрисолевых прослоях. — Нефтегаз. геология и геофизика: Экспресс—информ. 1974, N 18, с. 13—15.

Обровец С.М., Высоцкий Э.А., Кислик В.З. Строматолиты верхнесоленосной формации Припятского прогиба. — ДАН БССР, 1979, т. 23, N 9, с. 839—842.

Резник Е.И., Пелипенко Ю.М. Перспективы нефтегазоносности лебедянского горизонта восточной части Припятской впадины. — В кн.: Ловушки нефти и газа Припятского прогиба: (Типы и прогноз). Минск: Наука и техника, 1982, с. 110—113.

Ржанников В.Е. Расчленение и сопоставление разрезов галитовой подтолщи фаменской соленосной толщи скважин северной части Припятской впадины. — ДАН БССР, 1972, т. 16, N 9, с. 827—830.

Сахибгареев Р.С., Москвич В.А., Типикин С.И. О возможности прогнозирования пород-коллекторов в несолевых прослоях галитовых толщ Припятского прогиба. — В кн.: Геология и нефтеносность западных областей европейской части СССР. М.: ИГиРГИ, 1974, с. 47—51.

УДК 552.4:551.762.3(575.4)

Х. ХУДАЙКУЛИЕВ

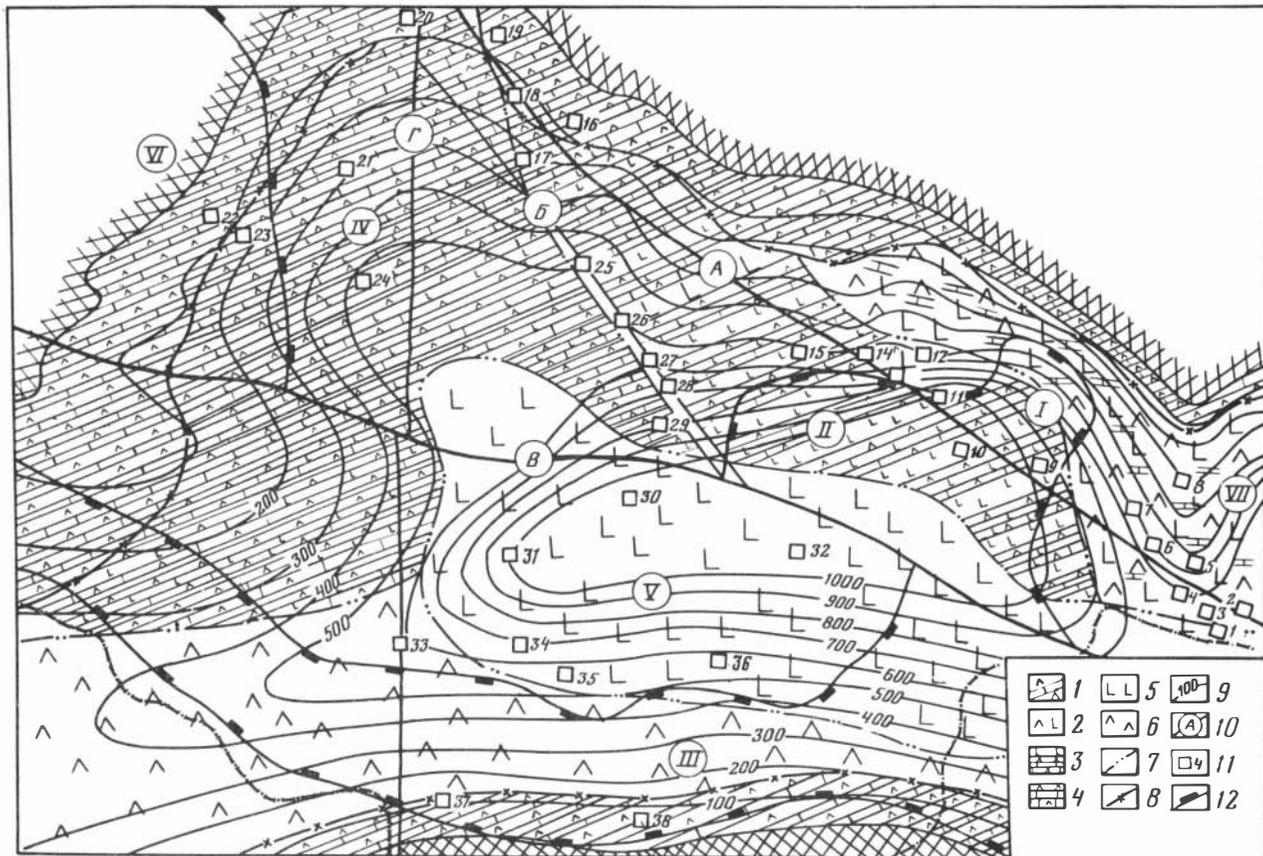
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ И ЕЕ РОЛЬ В ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПОГРЕБЕННЫХ РИФОВ В АМУДАРЬИНСКОЙ СИНЕКЛИЗЕ

На юге советской Средней Азии верх разреза юрской системы в основном представлен двумя формациями: нижней — карбонатной и верхней — эвапоритовой. Несмотря на то что указанные комплексы находятся между собой в сложных взаимоотношениях, состав верхней формации во многом контролируется строением нижней.

Карбонатная формация, представленная отложениями кугитангской свиты (келловей-оксфорд) — морскими осадками, в которых ведущее место занимают органогенные и хемогенные образования. Выделяются области развития глубоководных (депресссионных) осадков — осевая часть Амударьинской синеклизы (Мургабская впадина), Бешкентский, Балкуи-Илимский и Карабекаульский прогибы. Зоны распространения барьерных рифов, биогермных массивов и других органогенных построек — Байсунтау-Кугитангский хребет, Гаурдакские, Карабильские горы, над Амударьинской (вдоль границы Туркменской и Узбекской республик) и Репетек-Ербентской зонами региональных разломов, а также вдоль западного (Беурдешик-Балкуинская зона) и южного (Бадхыз-Карабильская, Северо-Афганская ступени) склонов Амударьинской синеклизы. Участки размещения зарифовых, лагунных и прибрежных фаций — преимущественно в краевых частях Амударьинской синеклизы и в тыловой (обращенной в сторону береговой линии) части барьерных рифов [Арифджанов, 1975; Ильин и др., 1976; Прооровский, Худайкулиев, 1982].

Эвапоритовая формация в зависимости от того, над каким из упомянутых образований она залегает, характеризуется своими специфическими особенностями разреза. Соответственно на рассматриваемой территории выделяется несколько типов разреза, в частности гаурдакский, чарджоуский, беурдешик-кирпичлинский, байрамалийский и сандыкачинский (рис. 1).

Гаурдакский тип разреза (рис. 2) характерен для территории



юго-западных отрогов Гиссарского хребта, ограниченной на юге Репетек-Ербентской зоной регионального разлома, и на западе — Бешкентским прогибом.

Эвапоритовая формация здесь описана С.Н. Михайловским под названием гипсовой свиты, соответствующей по объему ее нижней, карбонатно-сульфатной толще. А.В. Данов этой свите присвоил название алебастровой, В.П. Мирошниченко — гаурдакской свиты, Н.П. Херасков — кошхаузской свиты, В.А. Вахрамеев, А.В. Пейве, Н.П. Херасков — соляно-гипсовой свиты. Объем перечисленных свит впоследствии значительно расширен за счет включения в него и вышележащих слоев хлоридных пород, и покровных ангидритов, за которыми наименование "гаурдакская свита" прочно укоренилось, вошло в практику геологоразведочных работ и принято в "Стратиграфическом словаре" [Байков и др., 1968а, б]. Ее разрез, литостратиграфические особенности строения и распространения которого более подробно изучены многими исследователями [Байков и др., 1968а, б; Герасимова, Седлецкий, 1969; Петров, Чистяков, 1964; Худайкулиев, Николенко, 1975; Худайкулиев, 1981], представлен двумя подсвитами: нижней — карбонатно-сульфатной и верхней — соленосной [Байков и др., 1968а, б; Худайкулиев, 1981].

Карбонатно-сульфатная подсвита характеризуется гипсо-ангидритовым составом с двумя устойчиво прослеживающимися в средней части прослоями известняков, образующими в совокупности маркирующий горизонт "R" (рис. 2, А). По кровле этого горизонта принято проводить границу между карбонатно-сульфатной (см. рис. 2, А—I) и сульфатной (А—II) пачками подсвиты. Характерной особенностью нижней является присутствие в основной массе мраморовидных ангидритов с маломощными (10,10—1,5 м) прослоями известняков. В разрезе верхней пачки размещаются от трех до пяти прослоев глинистых ангидритов с боросиликатным оруденением (данбуритом) и линзы каменной соли. Общая мощность карбонатно-сульфатной подсвиты 270—410 м. Выше залегает толща каменной соли (300—500 м), внизу — с прослоями и включениями анги-



Рис. 1. Схематическая литолого-фациальная карта верхнеюрской эвапоритовой формации юга Средней Азии

1 — прибрежная фация эвапоритовых отложений; основные разрезы эвапоритовой формации 2 — Гаурдакский, 3 — Чарджууский, 4 — Беурдешк-Кирпичлинский, 5 — Байрамалинский, 6 — Сандыкачинский; 7 — границы между литолого-фациальными разновидностями эвапоритовой формации; 8 — зона выклинивания соленосных пород; 9 — линии равных мощностей эвапоритовых отложений, м; 10 — зона региональных разломов (А — Амударьинской, Б — Багдажинской, В — Репетек-Ербентской, Г — Кусешорской); 11 — разведочные площади (цифры на карте): 1 — Окузбулакская, 2 — Ходжайканская, 3 — Карлюкская, 4 — Карабильская, 5 — Янгиарьская, 6 — Гаурдакская, 7 — Кокмиарская, 8 — Тюбегатанская, 9 — Ходжамбасская, 10 — Сундуклинская, 11 — Тангикудукская, 12 — Метеджанская, 13 — Уртабулакская, 14 — Самантепинская, 15 — Сакарская, 16 — Гугуртлинская, 17 — Бабаарапская, 18 — Дарганатинская, 19 — Северо-Дарганатинская, 20 — Наипская, 21 — Кирпичлинская, 22 — Хазарлинская, 23 — Берудешинская, 24 — Шархинская, 25 — Джилликумская, 26 — Багдажинская, 27 — Байгушлинская, 28 — Чартакская, 29 — Малайская, 30 — Учаджинская, 31 — Байрамалинская, 32 — Кулачская, 33 — Шатлыкская, 34 — Майская, 35 — Южно-Йолотанская, 36 — Яшларская, 37 — Даулетабдакская, 38 — Сандыкачинская; 12 — границы прогибов: I — Бешкентского, II — Карабекаульского, III — Сандыкачинского и IV — Балкуи-Илимского; V—VII — структуры: V — Захметская моноклиналь, VI — Центрально-Каракумский свод, VII — юго-западные отроги Гиссарского хребта

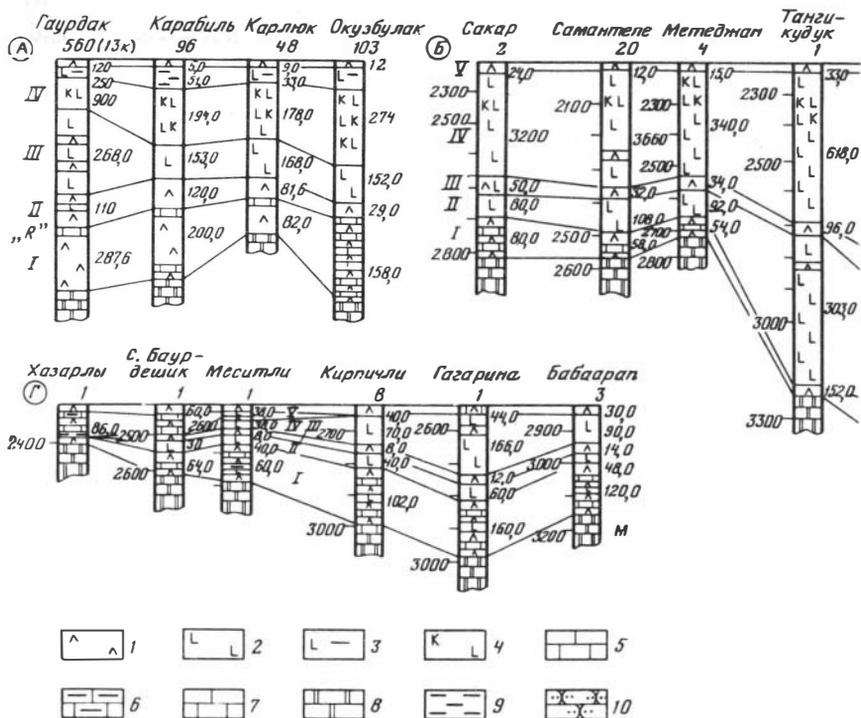
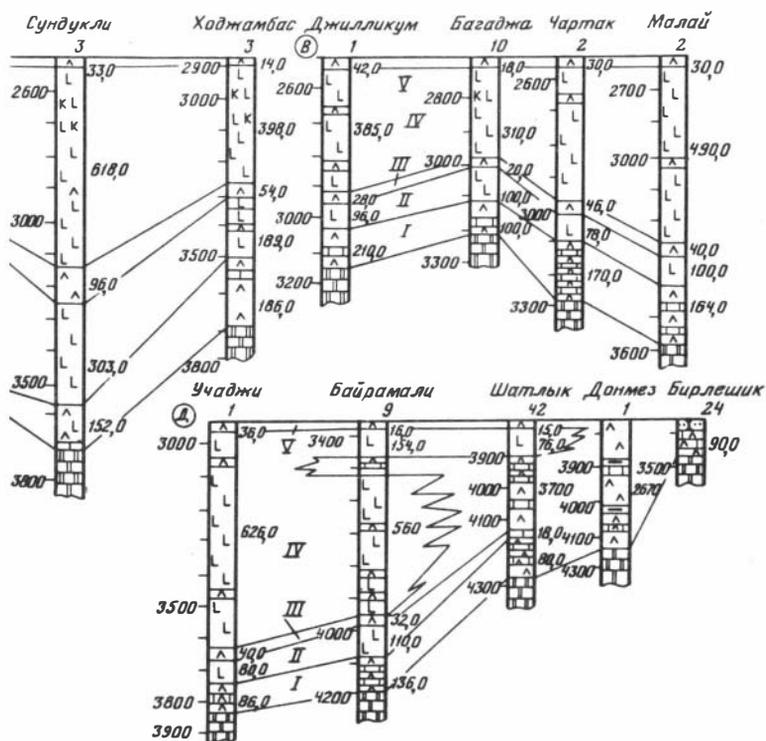


Рис. 2. Схема сопоставления основных разрезов верхнеюрской эвапоритовой формации юга Средней Азии: А — Гаурдакского, Б, В — чарджоуских, Г — Беурдешки-Кирпичлинского, Д — Байрамалийского и Сандыкчинского

1 — ангидриты; 2 — массивная, 3 — глинистая, 4 — с горизонтами калийных солей; 5 — известняк; 6 — глинистый известняк; карбонатный комплекс кугитанской свиты: 7 — сульфатно-карбонатные породы, 8 — доломиты; 9 — глины; 10 — глинисто-терригенная порода

дрита (некалиеносная пачка), сверху — с горизонтами сильвинитовых и сильвинито-карналлитовых пород (калиеносная пачка). Венчает разрез этой толщи горизонт покровных ангидритов (см. рис. 2, А—В) мощностью от 5 до 45 м. Общая мощность гаурдакской свиты колеблется от 625 до 850 м.

Резкая изменчивость внутреннего строения и мощности свиты характерна для Гаурдакских гор. Это более отчетливо проявляется в литологической неоднородности карбонатно-сульфатной пачки на участке, расположенном между Узундукской и Шурчи-Карачинской зонами разломов (Гаурдакское серное месторождение), где в верхней части карбонатного комплекса кугитанской свиты присутствует крупный массив рифовых известняков [Худайкулиев, 1981]. Здесь выше карбонатного комплекса с отчетливо выраженным размывом залегают гипсо-ангидриты нижней пачки нижегаурдакской подсвиты. Ее разрез имеет наименьшую и более изменчивую мощность (70—120 м). Вдоль Шурчи-Карачинской зоны разломов состав пачки в основном гипсо-ангидритовый. Маломощные (0,5—1,5 м) прослои



известняков отмечаются лишь в ее кровле (горизонт "R") и подошве. Однако в пределах I—III участков серного месторождения известняки встречаются довольно часто, причем они распространены по всему разрезу пачки и представлены разнокристаллическими и брекчиевидными разновидностями мощностью от 2 до 20 м. Подобные прослои особенно многочисленны в юго-восточной части серного месторождения, где гаурдакскую свиту подстилают обломочные (шлейфовые) известняки. Мощность нижней пачки нижегаурдакской подсыты более изменчивая (60—180 м).

К северу от Шурчи-Карачинской зоны известняки кугитангской свиты листоватослоистые, глинистые, сланцеватые и сильно битуминозные. Они по условиям образования соответствуют отложениям межрифтового (лагунного) типа [Герасимова, Седлецкий, 1969]. Над ними без следов несогласия залегают ангидриты карбонатно-сульфатной пачки мощностью до 200—250 м. В верхней половине ее появляется горизонт каменной соли мощностью 1,5—15 м, на котором залегают ангидрит с примесью терригенно-глинистого материала. Карбонатные породы в разрезе представлены в основном глинистыми известняками маркирующего горизонта "R" мощностью 1—12 м, реже включениями и линзами огипсованных известняков в подошве и средней части пачки. Аналоги описываемого разреза карбонатно-сульфатной пачки вскрыты в пределах Тюбегатанской

антиклинали, на площади которой присутствие рифогенных образований в разрезе оксфорда не установлено.

К югу и западу от Гаурдакских гор, а также на южной половине Карабильской возвышенности, где предполагается развитие погребенных биогермных массивов, разрез описываемой пачки (преимущественно ее основания) более насыщен маломощными пластами известняков. Мощность пачки 160—250 м. Южнее Окузбулакского, Карлюкского и Карабильского месторождений калийных солей, а также Тагаринской площади карбонатно-сульфатная пачка характеризуется изменчивым составом и постепенно переходит в кугитангскую свиту. В нижней части разреза отмечается частое чередование пачки одинаковых по мощности (0,2—2,7 м) пластов глинистого пелитоморфного известняка, ангидрита и слоев каменной соли. Кровля разреза венчается гипсоносными известняками и ангидритами (1,5—3 м) маркирующего горизонта "R". Мощность пачки изменяется от 250 м на Окузбулаке до 90 м в Бешкентском прогибе. Несколько отличающийся разрез карбонатно-сульфатной пачки вскрыт скважинами на восточном склоне Кугитангтау у Ходжаиканского месторождения солей, где в подстилающих отложениях распространены зарифовые фации. Нижняя ее часть (130—140 м) преимущественно карбонатная, сложена пелитоморфным известняком с пластами ангидрито-известняка и ангидрита; верхняя (90—100 м) — сульфатная, представлена ангидритом, перекрытом тремя маломощными (до 1,5 м) пластами известняка. Общая мощность пачки 230—250 м.

Карбонатно-сульфатная пачка повсеместно согласно перекрывается сульфатной пачкой, гипсо-ангидритового состава. Отличительная особенность этой пачки — размещение в ее верхней половине до пяти пластов глинистых ангидритов с борной минерализацией мощностью от 0,3 до 3,5 м. При этом максимальное количество пластов и высокая борная минерализация (3,5%) отмечается в пределах Гаурдакского месторождения серы и Ходжакараульского участка, где в подстилающем оксфордском ярусе развиты биогермные образования. В северной части Гаурдакского поднятия, на Тюбегатинской антиклинали и на площади, расположенной к северу от Карлюкского месторождения калийных солей, количество бороносных пластов не превышает трех с борной минерализацией не более 1%. К югу от Карлюкского и Ходжаиканского месторождений, бороносные пласты отсутствуют. Характерно появление в ее верхней части (над предрифовыми осадками кугитангской свиты) горизонтов каменной соли мощностью от 2 до 20 м. Общая мощность сульфатной пачки изменяется от 30 до 170 м. При этом минимальные мощности характерны для зоны развития депрессионных известняков в подстилающей толще, а максимальные отмечаются над участками распространения межрифовых фаций.

Вышележащая некалиеносная пачка (см. рис. 2, А—III) верхней соленосной подсвиты повсеместно сложена мономинеральной каменной солью. Лишь над участками развития межрифовых фаций в ее нижней и верхней частях появляются небольшие прослои (до

2 м) и включения ангидрита. Мощность пачки колеблется от 130 (над рифовыми фациями) до 300 м (над депрессионными фациями).

Калиеносная пачка (см. рис. 2, А—IV) согласно залегает выше, причем наблюдается постепенное увеличение содержания калийных солей в пограничных слоях вверх по разрезу. В этой части гаурдакской свиты обычно происходит чередование пластов каменной и калийных солей с преобладанием первой. Породообразующими минералами калийных солей являются сильвин и карналлит. Они же в различном количестве присутствуют в межпластовых слоях каменной соли [Герасимова, Седлецкий, 1969; Худайкулиев, Николенко, 1975]. Состав пачки неоднороден; над зонами развития межрифовых фаций она сложена в основном каменной солью с двумя-тремя маломощными (до 5 м) пластами калийных солей. В пределах развития под галогенными толщами зарифовых и депрессионных фаций калийные соли занимают доминирующее положение, а над площадью распространения барьерных рифов и биогермных образований они отсутствуют или встречаются лишь в виде вкрапленности. Также меняется и состав калийных солей. Это или исключительно сильвиниты, или сильвиниты, стабильно обогащенные карналлитом, или же карналлит, преобладающий над сильвинитом. В целом калиеносные горизонты в пространстве имеют пластово-линзообразную форму залегания и широко распространены над глубокоководным карбонатным комплексом кугитангской свиты.

Таким образом, гаурдакская свита, залегающая на погребенных рифах, характеризуется почти мономинеральным гипсо-ангидритовым составом при минимальной мощности и стратиграфическом перерыве в основании и незначительной калиеносности верхней подсвиты. Над склонами биогермных массивов (особенно над пологим) наблюдается сложное переплетение ангидритов с карбонатными породами и появляются линзы брекчированных известняков в карбонатно-сульфатной пачке. Отмечается высокая концентрация борной минерализации в гипсо-ангидритах сульфатной пачки и значительный перепад их мощностей. В соленосной подсвите слои калийных солей имеют преимущественно сильвинитовый состав и изменчивую, но небольшую мощность, а в каменной соли — повышенное содержание глинисто-терригенных пород. Над межрифовыми и зарифовыми фациями нижняя часть нижнегаурдакской подсвиты более насыщена карбонатными породами, слои калийных солей в верхней имеют преимущественно смешанный (сильвинито-карналлитовый) состав. Мощность эвапоритовых отложений здесь наиболее неустойчива.

Над зонами распространения глубокоководных известняков в разрезе нижней пачки гаурдакской свиты, кроме известняков, появляются слои каменной соли, во второй пачке борная минерализация в основном отсутствует. Некалиеносная пачка верхней подсвиты насыщена слоями и включениями ангидрита. В калиеносной пачке калиеносные горизонты более частые и мощные, с локальным распространением в них сильвинитовых пород при подчиненной роли карналлита. Эти данные свидетельствуют о существенной зависи-

мости седиментации эвапоритовой формации от подстилающих осадков в юго-западных отрогах Гиссара.

Чарджоуский тип разреза гаурдакской свиты (см. рис. 2, Б и В) характерен для территории Чарджоуской ступени, Карабекаульско-го прогиба и Багаджа-Учаджинского выступа. Он ограничен соответственно на севере и юге Амударьинским и Репетек-Ербентским региональными разломами, а на востоке и западе — Бешкентским и Балкуи-Илимским прогибами. Эвапоритовая толща изучена здесь многими исследователями [Алланов, Гаврильчева, 1977; Бабаев, Раубходжаева, 1972; Безносов и др., 1978; Жарков и др., 1982; Ильин и др., 1976; Седлецкий, Федин, 1981; Попов, 1968] в аспекте общей характеристики ее строения. В соответствии с этим она по набору специфических пород разделялась на промысловые пачки и горизонты, которые формально коррелировались между площадями. Должного значения их фациальной изменчивости не придавалось. Лишь немногие специалисты [Бабаев, Раубходжаева, 1972; Безносов и др., 1978; Гаврильчева, 1982; Жарков и др., 1982; Седлецкий, Федин, 1981] обращали внимание на изменение в пространстве определенных генетических типов соляных и сульфатных пород.

Верхнеюрская эвапоритовая формация на рассматриваемой территории имеет пятичленное строение, в ней выделяются пачки (снизу вверх): переходная — карбонатно-сульфатная (см. рис. 2, Б—1), нижних солей (Б—II), межсолевых ангидритов (Б—III), верхних солей (Б—IV) и покровных ангидритов (Б—V).

Переходная — карбонатно-сульфатная пачка относится к верхам оксфордского и низам кимериджского ярусов [Безносов и др., 1978]. В ее строении принимают участие известняки различных генераций (глинистые, разнокристаллические, комковатые, доломитизированные, огипсованные), которые переслаиваются с ангидритами (гипсами) или глинисто-терригенными породами. Нижняя часть этой пачки над органогенными постройками барьерного и биогермного типов (Самантепе, Метеджан, Уртабулак, Багаджа) замещена органогенно-детритовыми, биоморфными и брекчиеобразно-конкреционными известняками. На подобных участках массивные известняки, как правило, с резким контактом, преимущественно со стратиграфическим несогласием перекрываются гипсо-ангидритами мощностью от 20 до 40 м (Самантепе, Уртабулак). Над обломочными (шлейфовыми) и лагунными фациями, распространенными в пределах барьерных рифов (Памук, Денгизкуль, Фараб, Наразым, Сакар, Байгушли, Кабаклы), известняки переходной пачки брекчиевидные, пористо-кавернозные. Мощность пачки в этих районах колеблется от 70 до 120 м. Над глубоководными и межрифовыми (предрифовыми) известняками для переходной пачки характерно частое и преимущественно тонкое переслаивание гипсо-ангидритов глинистых пелитоморфных известняков (Бешкентский и Карабекаульский прогибы). Иногда (Илимский прогиб, Захметская моноклираль) в средней части пачки появляются прослойки каменной соли. Мощность пачки здесь изменяется от 80 до 150 м.

Пачка нижних солей представлена каменной солью с примесью глинистых пород над депрессионными зонами и частыми прослоями ангидритов над межрифовыми и предрифовыми. Непосредственно над биогермными массивами и барьерными рифами Самантепе, Метеджан, Уртабулак, Сакар и Багаджа пачка значительно сокращена по мощности (до 50 м), в слагающей ее соляной породе глинисто-терригенные примеси почти отсутствуют. Эта пачка солей восточнее Ходжамбасской площади постепенно (клин в клин) замещается ангидритами сульфатной пачки гаурдакской свиты, а в районах Гугуртли и Северной Дарганаты выклинивается. Мощность ее изменяется от 50 (Уртабулак) до 310 м (Сундукли).

Вышележащая пачка межсолевых ангидритов довольно устойчиво без существенных изменений в строении и мощности прослеживается по всей характеризуемой территории. Исключение составляют северо-западный борт Амударьинской синеклизы, где гипсо-ангидриты выклиниваются, и район Ходжамбасской площади, в пределах которой они сливаются с аналогичными породами верхней части сульфатной пачки гаурдакской свиты. Отличительными особенностями межсолевых ангидритов являются сравнительно увеличенная мощность и однородность состава над зоной распространения депрессионных карбонатов кугитангской свиты, переслаивание ангидритов и солей, а также сокращенная мощность их в разрезах над биогермными телами и барьерными рифами. Общая мощность пачки колеблется от 10 до 50 м.

Залегающая выше пачка верхних солей характеризуется двумя подтипами разрезов: северо-восточным и юго-западным, разграниченных примерно по сводам Северо-Дарганатинской, Джилликумской, Багаджинской и Чартакской антиклинальных структур и далее на юго-восток по Репетек-Ербентскому региональному разлому.

Северо-восточный подтип разреза распространен на территории Чарджууской ступени, Карабекаульского и Бешкентского прогибов. Здесь пачка представлена каменной солью с примесью глинисто-терригенных пород в верхней части и прослоями гипсо-ангидритов в нижней. В верхней половине этого разреза, кроме того, развиты включения и слои (до 10 м) калийных солей, тяготеющие преимущественно к палеогеографически пониженным участкам или прогибам (Керкидаг, Донгузсырт, Сундукли, Наразым, Караулкую, Денгизкульский прогиб). В разрезах над погребенными постройками кугитангской свиты (Уртабулак, Самантепе, Метеджан) их сравнительно немного — несколько маломощных (до 5 м) пластов. Мощность калиеносной части здесь колеблется от 8 до 20 м, максимальные ее значения (до 50 м) наблюдаются в прогибах, располагающихся над депрессионными и межрифовыми зонами кугитангской свиты (Сундукли, Тангикудук, Наразым).

Юго-западный подтип разреза пачки верхних солей сложен мощной (75—220 м) толщей каменной соли с частыми прослоями ангидрита и, реже — известняков, постепенно переходящей в южном направлении к байрамалийскому типу разреза. Он является переходным и перекрывает в основном площади развития предпола-

гаемых барьерных рифов и биогермных массивов вдоль Репетек-Ербентской и Кусещорской зон региональных разломов. Поэтому, возможно, залегание в разрезе пачки верхних солей слоев ангидритов и известняков, а иногда глинисто-терригенных пород — линзовидное, хаотичное, при колебании мощности от 1 до 10 м.

Разрез галогенной формации чарджоуского типа повсеместно покрыт горизонтом ангидритов с прослоями и включениями глинисто-терригенных пород, который, как и в юго-западных отрогах Гиссара, выделяется под названием "покровный". Эти отложения вверх по разрезу постепенно замещаются красноцветными глинисто-терригенными породами карабильской свиты верхней юры. Мощность покровных ангидритов в целом небольшая, 5—15 м.

Как видно из описания, чарджоуский тип разреза эвапоритовой формации по внутреннему строению и составу резко отличается от стратотипа гаурдакской свиты, что позволяет предложить выделение его в самостоятельную свиту. Последняя может быть названа "сакарской", поскольку на площади одноименной структуры, как нигде, отчетливо выражены все характерные черты строения, все многообразие его вещественного состава описанных выше пород при средней мощности всего разреза галогенной формации. Другой особенностью Сакарского разреза является довольно уверенная прослеживаемость его пачек на соседние участки (см. рис. 2, Б).

В заключение отметим, что строение сакарской свиты на территории ее распространения отражает связь подстилающих карбонатных отложений с теми или иными генетическими типами соленосных пород, что благоприятствует обнаружению зон развития погребенных рифовых комплексов.

Отложения сакарской свиты в западном направлении постепенно переходят в бeurдешик-кирпичлинский тип разреза галогенной формации (см. рис. 2, Г). Последний распространен юго-западнее линии, соединяющей осевую часть Северо-Дарганатинской, Джилликумской, Багаджинской и Чартакской антиклинальных структур. Территория его развития ограничена на севере, западе и юго-западе полосой отсутствия юрских отложений у Кызылкумского кряжа, вершинами Центрально-Каракумского свода и Бахардокского вала соответственно. На юге в пределах Репетек-Ербентской зоны разломов рассматриваемый разрез замещается разрезом байрамалийского типа. Бeurдешик-Кирпичлинский разрез, как и Чарджоуский, начинается переходной пачкой (см. рис. 2, Г—И), представленной равномерно переслаивающимися известняками и ангидритами с подчиненными прослоями глин и алевролитов. Эта пачка в пределах Балкуи-Илимского прогиба по наличию в средней части горизонтов каменной соли (5—25 м) является аналогом разреза юго-западного подтипа сакарской свиты.

На Наипской, Чеканской, Ачакской, Хазарлинской, Чурчуринской и других разведочных площадях, приуроченных к верхам западного борта Амударьинской синеклизы, в разрезе сакарской свиты присутствуют слои глинистых и терригенных (алевролиты и песчаники)

пород мощностью не более 15 м. Последние более широко распространены над зоной развития келловей-оксфордских прибрежных фаций. Переходная пачка в основном согласно залегает на отложениях различных карбонатных фаций (глинистой, доломитистой, биогенной, разнозернистой, оолитовой и других известняков) и без следов размыва перекрывается пачкой нижних солей. Мощность переходной пачки 0—230 м.

Пачка нижних солей (см. рис. 2, Г—II) сложена в основном мономинеральной каменной солью с примесью глинисто-терригенных пород. В пределах Джилликумской, Северо-Чешминской и западной части Багаджинской площадей в ее теле встречаются небольшие (до 5 м) прослои ангидрита и глинисто-терригенных пород. На западном борту Амударьинской синеклизы, у вершины Центрально-Каракумского свода и Кызылкумского кряжа (Ачак, Наип, Беурдешик, Мурат), соляные породы становятся более глинистыми и выклиниваются. Общая мощность пачки солей 0—150 м.

Пачка средних ангидритов (см. рис. 2, Г—III) характеризуется исключительно однородным составом (мощность 3—10 м), распространена более или менее равномерно.

Вышележащая пачка верхних солей (см. рис. 2, Г—IV) представлена каменной солью с обильной примесью глинисто-терригенных пород с прослоями ангидритов. Последние чаще встречаются в верхней части пачки, где, кроме того, отмечаются прослои глинистых пород (не более 3 м). Мощность этой пачки закономерно сокращается с востока на запад и с юга на север от 300—350 до 5—1 м.

На разведочных площадях Наип, Ачак, Беурдешик, Хазарлы и Мурат соляные породы сначала замещаются глинисто-терригенными и сульфатными породами (мощностью до 20 м), затем полностью выклиниваются.

Пачка покровных ангидритов (см. рис. 2, Г—V) повсеместно представлена гипсо-ангидритами с примесью глинисто-терригенных и карбонатных пород. Вверх по разрезу она постепенно замещается беурдешикским базоносным горизонтом, преимущественно карбонатно-терригенного с большим количеством остатков двустворок, в частности устриц. Мощность покровных ангидритов, как правило, небольшая — 3—15 м.

Характеризуя беурдешик-кирпичлинский тип разреза, следует отметить, что в целом верхнеюрская галогенная формация в пределах Балкуи-Илимского прогиба и западного борта Амударьинской синеклизы отличается сложным составом, строением и большой мощностью над зоной развития келловей-оксфордских бассейновых фаций (осевая часть прогиба). Для эвапоритовой толщи, залегающей на органогенных постройках (Балкуи-Кирпичли, Беурдешик) и склоновых (шлейфовых) фациях, характерны более однообразные строение и состав пачек. В полосе распространения подстилающих прибрежных карбонатов мощность перекрывающих галогенных образований резко сокращается, местами до полного выклинивания; преобладающими породами являются карбонатно-глинистые при подчиненной роли гипсо-ангидритов.

Байрамалийский тип разреза галогенных отложений (см. рис. 2, Д) характерен для осевой части Амударьинской синеклизы (Мургабская впадина). Типичный разрез встречен на Байрамалийской площади, а также прослежен в Майском, Иолотанском и Кулачском районах. К аналогу этого разреза в определенной степени относится и разрез скв. N 103 Окузбулакской на Юго-Западном Гиссаре [Худайкулиев, 1981].

Байрамалийский тип разреза, выделенный в объеме иолотанской, марыйской и байрамалийской свит [Жарков и др., 1982], начинается также переходной пачкой, согласно залегающей на глинистых (депрессивных) известняках кугитангской свиты. Представлена она ангидритами с прослоями известняков, общей мощностью 110—140 м. Переходную пачку покрывает мощная толща каменной соли с частыми прослоями гипсо-ангидрита. Последние очень обильны в средней и верхней частях разреза, причем в верхних слоях гипсо-ангидритов отмечаются прослои известняков, доломитов и глинисто-терригенных пород, мощностью от 1 до 10 м. Слои ангидритов в северном и северо-восточном направлении (Учаджинская, Малайская, Южно-Унгузская разведочные площади) постепенно выклиниваются, исчезают в пределах зоны развития предполагаемых подстилающих барьерных рифов вдоль Репетек-Ербентской зоны разломов. В сторону Шатлыкской, Иолотанской и Сандыкачинской разведочных площадей, в пределах которых широко развиты келловей-оксфордские органогенные постройки кибиогермного и барьерного типов, описываемые отложения почти целиком замещают соляные породы. Общая мощность верхней пачки байрамалийского типа разреза составляет 750—820 м. На ней с резко выраженным контактом залегают покровные ангидриты с примесью глинистых пород мощностью 10—15 м.

Из краткого описания заметно, что байрамалийский тип разреза в основном располагается над зоной развития глубоководных карбонатных отложений в осевой (наиболее прогнутой) части Амударьинской синеклизы и занимает промежуточное положение между чарджоуским и сандыкачинским типами разрезов галогенных отложений.

Сандыкачинский тип разреза (см. рис. 2, Д) распространен на южном борту Амударьинской синеклизы, соответствующем в современном тектоническом плане Сандыкачинскому прогибу, Бадхыз-Карабильской и Афганской ступеням. Этот тип разреза представлен преимущественно ангидритами с подчиненными прослоями известняков и доломитов. На Шатлыкской разведочной площади, где под ними установлено широкое развитие рифовых фаций, мощная (450 м) толща ангидритов, перекрывающаяся пачкой глинистой каменной соли (70—80 м), он прослеживается примерно до половины расстояния между Донмезской и Шатлыкской площадями и выклинивается. Здесь редкие прослои (до 10 м) каменной соли встречаются также в нижней части (70—80 м выше от подошвы) пачки ангидритов, прослеживающейся в юго-восточном направлении до Иолотанской и Майской площадей. Характерными особенностями

нижней сульфатной пачки Шатлыкского разреза являются монотонность ангидритов в основании и преобладание карбонатных пород в верхней ее части.

По мере приближения к Донмезской площади карбонатные образования с прослоями глинистых пород получают небольшое развитие лишь в середине ангидритовой пачки, которая в этом районе составляет разрез верхнеюрской галогенной формации мощностью 260—280 м. Далее на юг над прибрежными фациями келловей-оксфорда (Бирлешикская площадь) сульфатные породы замещены карбонатно-терригенными породами (известняки, доломиты, глины, алевролиты и песчаники) общей мощностью не более 50 м. Подобное изменение в строении галогенной формации отмечается также в промежутке между Иолотанской, Сандыкачинской (зона развития одиночных биогермных тел, массивов и барьерных рифов келловей-оксфорда) и Сарыязынской (прибрежные фации) площадями. Общая мощность разреза рассматриваемого типа колеблется от 0 м (Восточный Даулетабад, Карабиль) до 550 (Шатлык).

Таким образом, рассмотренные основные черты строения верхнеюрской эвапоритовой формации и уточненные взаимоотношения ее с подстилающим карбонатным комплексом позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Эвапоритовая формация в Среднеазиатском солеродном бассейне регионально согласно залегает на карбонатном комплексе кугитангской свиты. Локальные стратиграфические несогласия между ними фиксируются в районах развития барьерных рифов и биогермных массивов, а также в краевых частях солеродного бассейна.

2. В туркменской части эвапоритового бассейна обособляются пять самостоятельных типов разреза: гаурдакский, чарджоуский, беурдешик-кирпичлинский, байрамалийский и сандыкачинский. Они представлены сочетанием различных по набору соленосных, сульфатных и карбонатных пород:

а) гаурдакский тип разреза характеризуется распределением ангидритовых и соленосных пород более или менее в равных соотношениях при подчиненной роли карбонатных образований в нижней его части;

б) для чарджоуского и беурдешик-кирпичлинского типов разреза типично чередование пачек ангидритовых и соленосных образований при доминирующей роли последних в пониженных участках солеродного бассейна;

в) в байрамалийском типе разрезов преобладают соленосные породы при подчиненном значении гипсо-ангидритов и карбонатных пород, распространенных по всему разрезу;

г) сандыкачинский тип разреза отличается преимущественно гипсо-ангидритовым составом при подчиненной роли карбонатных пород, в краевых частях солеродного бассейна они замещаются глинисто-карбонатными и глинисто-терригенными отложениями.

3. В эвапоритовой формации наиболее изменчивое строение разреза характерно главным образом для нижней — переходной пачки.

Оно выражено присутствием на различных участках на одном и том же стратиграфическом уровне либо монотонных гипсо-ангидритов (над барьерными рифами, биогермными массивами), либо переслаивающихся гипсо-ангидритов и карбонатов (в пределах развития подстилающих межрифовых, зарифовых и предрифовых фаций), либо гипсо-ангидритов, каменной соли и карбонатно-глинистых пород (над депрессионным карбонатным комплексом), либо карбонатных, глинисто-карбонатных и глинисто-терригенных образований (в зоне развития подстилающих лагунных и прибрежных карбонатных фаций). В целом взаимоотношение типов осадков между собой весьма сложное и контролируется особенностями подстилающей карбонатной кугитангской свитой.

4. Основным критерием прогнозирования рифовых комплексов кугитангской свиты является однотипность внутреннего строения, состава, а также сокращение мощности слагающих эвапоритовую формацию пачек. Резкая фациальная изменчивость галогенных толщ характерна для участков, расположенных в непосредственной близости от зон развития подстилающих барьерных рифов и биогермных массивов. Над глубокоководным (депрессионным), зарифовым и межрифовым карбонатными комплексами широко развиты соленосные породы.

Появление в разрезе верхней соленосной толщи юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Бешкентского прогиба и Чарджоуской ступени большого числа мощных горизонтов калийных солей свидетельствует об отсутствии под ними рифогенных комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алланов А., Гаврильчева Л.Г.* Литолого-фациальные комплексы эвапоритовой формации верхней юры юго-запада Средней Азии. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 289—291.
- Арифджанов М.Х.* Рифовые комплексы келловей-оксфорда Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975. 162 с.
- Бабаяев А.Г., Раубходжаева Т.С.* Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. Л.: Недра, 1972. 176 с.
- Байков А.А., Седлецкий В.И., Худайкулиев Х.* О взаимоотношении гаурдакской свиты с карбонатными и красноцветными отложениями мезозоя на крайнем юго-востоке Туркмении. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1968а, N 4, с. 87—92.
- Байков А.А., Седлецкий В.И., Худайкулиев Х.* К вопросу о геологическом строении гаурдакской свиты и перекрывающих ее красноцветных отложений мезозоя на крайнем юго-востоке Туркмении. — В кн.: Закономерности размещения газовых месторождений. М.: Недра, 1968б, с. 213—220.
- Безносов Н.В., Кутузова В.В., Румажин В.И.* Строение и возраст пограничных слоев сульфатно-галогенной и карбонатной формации в Западном Узбекистане. — Тр. ВНИГНИ, 1978, вып. 210, с. 69—77.
- Гаврильчева Л.Г.* Состав и строение соленосной формации верхней юры и ее роль в размещении нефти и газа в Восточном Туркменистане: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1982. 23 с.
- Герасимова В.В., Седлецкий В.И.* Калийные соли юга Средней Азии. Ростов и/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1969. 76 с.
- Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М.* и др. Верхнеюрские соленосные отложения Средней Азии. — Сов. геология. 1982. N 7, с. 58—65.

Ильин В.Д., Безносков Н.В., Белякова Г.М. и др. Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии. М.: Недра, 1976. 128 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 164).

Петров Н.П., Чистяков П.А. Литология солевых и красноцветных отложений мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент: Фан, 1964. 221 с.

Попов В.С. Верхнеюрская галогенная формация внутриконтинентальных соленых морских водоемов Средней Азии. — Литология и полез. ископаемые, 1968, N 1, с. 56—69.

Прозоровский В.А., Худайкулиев Х. Ископаемые рифы мезозоя Туркменистана. — В кн.: ТуркменНИГРИ 40 лет. Ашхабад: Ылым, 1982, с. 95—104.

Седлецкий В.И., Федин О.В. Литолого-фациальные особенности и калиенность верхнеюрских галогенных отложений Средней Азии. — Литология и полез. ископаемые, 1981, N 1, с. 108—120.

Худайкулиев Х. Особенности строения Среднеазиатской верхнеюрской галогенной формации в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1981, N 4, с. 98—106.

Худайкулиев Х., Николенко Н. Строение верхнеюрской соляной толщи юго-западных отрогов Гиссара. — Информ. листок ТуркмениНТИ, 1975, N 2 (1962), с. 7.

УДК 552.53:552.58

А.Е. ХОДЬКОВ

ОТНОСИТЕЛЬНО ВЗАИМОСВЯЗИ ГАЛОГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И БИОГЕРМООБРАЗОВАНИЯ

Пространственная связь галогенных и карбонатных пород, в частности галогенных отложений и так называемых биогерм, отмечалась давно, хотя генетическая природа ее недостаточно выяснена. В статье В.И. Седлецкого, Н.И. Бойко, В.С. Деревягина, опубликованной в журнале "Советская геология" [1977], сделана попытка обоснования существенно универсальной генетически седиментационной связи галогенеза и биогермообразования. Авторы утверждают, что ими установлено, что одним из важных факторов, обеспечивающих регулирование и стабилизацию природных условий, необходимых для развития галогенеза на всех его стадиях, является биогермообразование, под которым имеется в виду формирование за счет скелетных остатков бентосных организмов простых (биогермы и биостромы) и сложных (биогермные, биостромные и рифовые массивы) органогенных построек, характеризующихся особым комплексом осадков и возвышающихся над окружающими участками бассейна седиментации. Авторы придерживаются распространенного взгляда, что геологические тела, образованные в основном органогенными постройками различных типов называются рифогенными, причем под термином "риф" сохраняется понятие экологическое и палеогеографическое.

Сближенное пространственное залегание галогенных и биогермных образований, по словам авторов, отмечается во многих районах, в различных структурно-тектонических зонах и в широком возраст-

ном диапазоне (от кембрия до современных отложений), причем рифогенные образования по отношению к галогенным являются как подстилающими, так и фациально замещающими в пределах узкой полосы, включающей промежуточные члены фациального ряда рифовое ядро — соль. В подтверждение указанных выше положений авторы приводят примеры различных типов бассейнов. Одним из главных положений статьи является заключение, что на процесс галогенеза в широких масштабах оказывало влияние как предшествующее ему, так и сингенетичное биогермообразование. Органогенные сооружения не ограничиваются ролью баров, регулирующих приток воды в галогенные бассейны, но также влияют на рельеф дна и очертания бассейна седиментации, определяя дифференциацию галогенных отложений по мощности и составу. Возникновение биогермных сооружений в баровых областях неслучайно, оно обусловлено благоприятной экологической обстановкой, связанной с постоянным подтоком морских вод, мелководьем и другими факторами. Обосновывая тесную генетическую взаимосвязь галогенного и биогермного осадкообразования, авторы выдвигают задачу исследования фациальной зональности рифогенных образований с целью выявления и изучения межрифовых зон, с которыми связаны, по их словам, соляные и калийные месторождения.

Статья В.И. Седлецкого, Н.И. Бойко, В.С. Деревягина привлекает внимание к важному и, на наш взгляд, еще недоизученному вопросу о взаимоотношении структурных форм галогенных и карбонатных пород. Изложенная в ней трактовка связи между галогенезом и биогермообразованием, а именно представление об универсальном и обязательном сингенетичном, т.е. одновременном седиментационном образовании на разных участках бассейна осадко-накопления того и другого (иначе, как о фациальных переходах), представляет значительный интерес и требует обсуждения.

Авторами, на наш взгляд, не проанализированы в статье другие возможные причины наблюдаемых взаимоотношений между галогенными и карбонатными телами. Различные формы положительных структур, сложенных карбонатными органогенными породами, ими рассматриваются исключительно как седиментационные образования, сформировавшиеся либо во время, предшествующее галогенной седиментации, либо одновременно с ней. Для полноты же исследования следовало бы принять во внимание и всесторонне проанализировать возможность постседиментационного (на этапах диагенеза и катагенеза) образования куполовидных или иных положительных структур, сложенных биогенным карбонатным материалом, по флюидо-геомеханическому механизму. На первый взгляд такая постановка вопроса может показаться слишком необычайной и мало обоснованной, поскольку она вступает в противоречие с общепринятыми взглядами о биогермах как органогенных постройках. Однако следует учесть, что, по-видимому, представление о "биогермах" как структурах седиментационного роста вошло в науку без учета анализа возможностей и иных, в данном случае тектонических (флюидогеодинамических) путей формирования рассматриваемых тел. Наша

постановка вопроса основывается на личных наблюдениях обнажений пород одной из наиболее характерных построек — массива горы Шихан (Стерлитамак), на учете известных данных о физико-механических, в частности пластических свойствах карбонатных пород и апробированных в практике изучения генезиса структурных неравномерностей галогенных пород положений флюидогеодинамики.

На разных этапах карьерной разработки горы Шихан, считающейся типичным примером биогерм, мы наблюдали в обнажениях массива ряд явлений, бесспорно свидетельствующих о связанной с диапирообразованием интенсивной механической деформированности известняковых пород и не менее интенсивной постседиментационной их геохимической измененности. В обнажениях отчетливо наблюдается расчленение пород на различной величины блоки, смещенные относительно друг друга; признаки брекчирования; наличие трещин, выполненных вторичными карбонатами; признаки движения и разгрузки вод, нефти и газа в виде палеополостей с окисленными битумами и др.

Соображения о диапировой природе горы Шихан в Стерлитамаке были впервые высказаны в 1956 г. [Ходьков, 1956]. В более поздней работе [Ходьков, 1975] с учетом результатов экспериментального изучения физико-механических свойств пород [Ширко, 1962], показывающих, что способность к пластической деформации некоторых разновидностей карбонатных пород проявляется примерно при тех же значениях параметров механических напряжений, что и для каменной соли, были приведены дополнительные доводы за реальность вторичного, флюидогеодинимического [Валуконис, Ходьков, 1973] образования положительных структур, сложенных карбонатными органогенными породами. Указывалось, что обогащенные водой, нефтью и газами и потому обладающие уменьшенным объемным весом ареалы карбонатных органогенных осадков на стадии погружения осадочной толщи могли испытывать поднятия с образованием диапироподобных структур.

Можно только пожалеть, что упомянутые соображения не приняты во внимание авторами статей [Савицкий, Асташкин, 1978; Седлецкий, Бойко, Деревягин, 1977] и другими интересующимися проблемой генезиса структур карбонатных пород. Одновременно с признанием почти тривиальным положения о способности к диапирообразованию каменной соли до сих пор в геологической литературе подобное свойство карбонатных пород исключается.

Такое положение, по-видимому, объясняется недостаточной разработанностью проблем движения вещества земной коры. Диапиризм как геологическое явление нередко рассматривается исключительно как результат выдавливания снизу вверх более легких (менее плотных) пород под действием веса вышележащих более тяжелых. Ю.А. Косыгини определены в соответствии с этим необходимые предпосылки диапиризма: меньший удельный вес выдавливаемых масс (по сравнению с вмещающими породами), их пластичность и значительная нагрузка вышележащих отложений.

Если абстрактно ограничиваться случаями диапиризма масс, сло-

женных только твердыми фазами, то такое понимание оправдано. Но в природе более широко распространен другой тип диапиризма: поднятие вверх центростремительно сгущивающихся гетерофазных масс с образованием вздымающихся куполовидных тел. Это флюидогеодинамический¹ подъем квазитиксотропных тел, представляющих смесь дисперсных частиц твердых (глина, песок, карбонаты и др.) и флюидных фаз (вода, нефть, газ).

Осуществляется он на этапах позднего диагенеза и катагенеза осадочных толщ (до завершения литификации), когда на базе процессов вытеснения и разгрузки вод, нефти и газов в них возникает и эволюционирует специфическая для ФГД пространственная структура массопереноса, функцией которых она и является.

Если диапиризм твердофазовых масс невозможен без строгого соотнесения условий процесса критериям Ю.А. Косыгина, то флюидогеодинамический диапиризм гетерофазных масс не столь строго от них зависит, а некоторые критерии меняют свой характер. Определяющее значение имеет не удельный вес минеральных составляющих твердых фаз пород, а объемный вес гетерогенной системы; причем в ходе процесса величина объемного веса может варьировать в зависимости от соотношения Т:Ф (твердой и флюидной фаз). Кроме архимедовых сил, при флюидогеодинамическом диапирообразовании важное (нередко решающее) значение приобретают положительные (часто резко повышенное) вторичные давления (аномально высокое пластовое давление нефтяников), возникающие при передаче снизу вверх упругой энергии недр из нижних интервалов толщ в верхние. Как было ранее отмечено [Ходьков, 1975], существует два глубинных уровня и два типа структурообразующих процессов, отличающихся по характеру механизмов движения вещества. Каждый из них среди всего разнообразия порождаемых форм способен давать и диапироподобные структуры.

То обстоятельство, что карбонаты обладают более высоким удельным весом, чем соли (галит, сильвин и др.), имеет решающее значение лишь в случае диапирообразования твердых тел. При диапирообразовании гетерогенных систем, представленных твердой и флюидной фазами, за счет вклада последней (в силу малой ее плотности) карбонатные осадки могут в ряде случаев быть и более легкими и более подвижными, чем соляные.

Следует заметить, что, вероятно, реально в природе чисто безфлюидный твердофазный диапиризм, если и существует, то как редкое явление. Известно, что с соляными диапирами очень часто ассоциируют нефте- и газопроявления. И вряд ли было бы правильно считать эту связь случайной, несущественной или сводить ее только к роли смазки перемешивающихся блоков соли. Известные случаи подъема соляных диапиров с меньших глубин, чем должно ожидать, исходя из схемы выдавливания твердых солей, дают основание допускать активную роль в диапиризме жидкостей и газов.

¹ Механизм выдавливания можно рассматривать как одно из простых проявлений флюидогеодинамики (ФГД).

С другой стороны, и физико-механические свойства твердых фаз, участвующих в качестве компонентов гетерогенной системы в диапировом движении поднимающихся масс, не безразличны для поведения последних в диапирообразующем процессе. В частности, пластичность солей (галита, сильвина, карналлита) и карбонатов и при флюидогеохимическом механизме диапирообразования могут в ряде случаев играть существенную положительную роль. Например, если переданное снизу по разрывам или другим каналам вторичное давление флюидов сообщит карбонатному веществу давление 500—600 кг/см² и более, то некоторые карбонатные породы могут приобрести пластические свойства, что уменьшит силы трения и будет способствовать поднятию диапира.

Словом, способность органогенных известняковых осадочных толщ к образованию постседиментационных тектонической (флюидогеохимической) природы положительных структур сегодня должна, безусловно, учитываться в геологии, и без самого тщательного выяснения и всестороннего изучения фактов с этих позиций отнесение любых положительных структур к разряду биогерм является неоправданным.

Разумеется, что в отношении той части построек, которые действительно окажутся карбонатными диапирами, представление о фациальной природе переходов от последних к расположенным по соседству другим породам должны отпасть, так как переход будет тектоническим, обусловленным процессами внедрения карбонатных пород.

Постседиментационно-тектоническое возникновение по флюидогеохимическому механизму положительных структурных форм карбонатных пород в областях галогенного осадконакопления могло совершаться в разное время относительно галогенной седиментации и могло обуславливать различные виды пространственных взаимоотношений между органогенно-карбонатными породами и соляными. По-видимому, вполне вероятны следующие три случая таких пространственно-временных соотношений.

1. Карбонатный диапиризм протекал до преобразования морского бассейна в солеродный. Воздымание цепочек конседиментационных положительных структур сопровождалось формированием поднятий рельефа, обусловивших отчленение в той или иной мере изолированных бассейнов, в аридных условиях эволюционировавших в солеродные.

2. Карбонатный диапиризм протекал во время существования солеродного бассейна. Отражение его в рельефе могло сказаться на контурах солеродного бассейна, режима его дна, на характере гидрохимии водоема и седиментации солей.

3. Карбонатный диапиризм, возбуждаемый флюидогеохимической активностью подсолевых карбонатных толщ, протекал после отложения соляных толщ и, возможно, также после перекрытия последних более молодыми несолевыми образованиями. Поднимающиеся в отдельных участках карбонатные породы внедряются снизу вверх в соляные, локально деформируют, отесняют и перемещают

их, создавая вторичные тектонические формы взаимоотношения между теми и другими.

В последнем случае, при постседиментационно-тектоническом (флюидогеодинамическом) образовании диапировых массивов карбонатных пород, очевидно, последние всегда будут находиться в несингенетичном отношении с галогенными отложениями (т.е. не в фациальном отношении, так как последнее требует одновременного по соседству и седиментационного образования обоих видов отложений). Таким образом, по отношению к времени накопления галогенных осадков положительные массивы карбонатных пород могут быть: 1) доседиментационными; 2) конседиментационными и 3) постседиментационными. В первых двух случаях влияние карбонатного диапиризма на галогенез примерно соответствует тому, о чем пишут В.И. Седлецкий с соавторами [1977]. В третьем случае взаимоотношения между карбонатами и галогенными породами полностью вторичные, т.е. и не седиментационные (не сингенетичные), и не конседиментационные ни для одной породы; седиментация карбонатов происходит раньше во времени и на более низком пространственном и стратиграфическом уровне, чем галогенные отложения, а их сближение и характер взаимоотношений представляют результат внедрения карбонатов и сопутствующих деформаций толщ соляных пород.

В связи с тем что (судя по публикациям) и ряд других авторов, например В.Е. Савицкий и В.А. Асташкин [1978], все случаи обнаружения повышенных мощностей как бы раздутых и утолщенных масс карбонатных пород истолковывают исключительно как результат биогермообразования без приведения серьезного анализа фактов и соответствующих доказательств правильности такого объяснения, нам еще раз приходится напомнить о необходимости переоценки сложившихся взглядов. При этом следует обратить внимание еще и на то, что некритически принятый постулат о фациальных взаимоотношениях в переходных зонах периферии известняковых поднятий мог послужить причиной трактовки сонахождений остатков живых организмов как древних биоценозов, в то время как эти сонахождения в значительной мере могут представлять собой механические вторичные скучивания или, если так можно выразиться, механоценозы.

В заключение выскажем пожелание, чтобы в ходе дальнейших исследований все положительные структуры карбонатных пород были расчленены на две группы: биогермные и тектонические (флюидогеодинамические). Разумеется, относительно первых все положения статьи В.И. Седлецкого, В.И. Бойко и В.С. Деревягина [1977] сохраняют свое значение.

ЛИТЕРАТУРА

Валуковис Г.Ю., Ходьков А.Е. Геологические закономерности движения вод, нефти и газов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 304 с.

Савицкий В.Е., Асташкин В.А. Рифовые системы кембрия Западной Якутии. — Сов. геология, 1978, N 6, с. 27—37.

Седлецкий В.И., Бойко В.И., Деревягин В.С. О взаимосвязи галогенного и бногермного осадкообразования. — Сов. геология, 1977, N 12, с. 8—12.

Ходьков А.Е. О роли подземных вод, нефти и газов в образовании антиклинальных, куполовидных и диапировых складок осадочных толщ. — Тр. ВНИИГ, 1956, вып. 32, с. 394—406.

Ходьков А.Е. Условия пластического течения вещества осадочной оболочки и глубины образования пликативных деформаций. — Вестн. ЛГУ, 1975, N 12, с. 5—13.

Ширко Г.И. Некоторые вопросы механического состояния и поведения горных пород при бурении сверхглубоких скважин. — Информ. сб. ВНИИ методики и техники разведки, 1962, N 34, с. 5—45.

УДК 551.314.1:553.632

Л.Н. МОРОЗОВ, Ю.А. ТРЕТЬЯКОВ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОФАЦИЙ В КРАЕВЫХ ЗОНАХ КАЛИЙНЫХ БАССЕЙНОВ

Имеющиеся данные по галогенным формациям планеты свидетельствуют о зональном строении соляных толщ большинства малодислоцированных калиеносных формаций и калийных, в том числе и Верхнекамского, месторождений.

Для солянокупольных же регионов, в частности для Прикаспийской впадины, надежные данные в этом отношении получены только в последнем десятилетии. Так, применение полевой методики литолого-стратиграфических исследований осадочных толщ и фациально-циклического анализа в ходе геологоразведочных работ на Эльтонском солянокупольном месторождении позволило скоррелировать разрезы всех скважин и выявить отчетливую зональность и периодичность в строении соляной толщи, положенные Л.Н. Морозовым [1981a] в основу выделения основных и вспомогательных подразделений ее стратиграфического разреза. Анализ строения и состава разреза месторождения свидетельствует о повсеместном отсутствии в соляной толще признаков существенных изменений состава пород под влиянием процессов катагенеза и сохранности в ней основных черт седиментационного строения, характерного для хемогенных полициклических толщ [Деревягин и др., 1979]. Эти особенности — приуроченность сильвинитов и сильвинсодержащих пород в циклах к нижним слоям в калиеносных пластах, а карналлитов (а также бишофитов и кизеритов) — исключительно к верхним пластам в них, преобладание карналлитсодержащих пород в отложениях эльтонского цикла по сравнению с нижележащим улаганским, постепенное уменьшение ангидритовой примеси в каменной соли вверх по разрезу ритмов и циклов — свидетельствуют о направленном изменении минерального состава пород в пределах циклов любого порядка, соответствующем зональной последовательности пород, отлагающихся при испарении морской воды. Анализ распределения порообразующих калийных минералов в разрезах скважин на площади обрамления галогенной формации

Прикаспийской впадины, относящейся, как известно, к комплексному, сульфатно-хлоридному типу и наличие на целом ряде соляных структур во впадине характерных для отдельных "зон" минеральных комплексов, свидетельствуют о зональном распределении калиеносных пород и в целом — о разрезе формации, соответствующем в общих чертах нормальной стратиграфической колонке океанических соляных отложений (по М.Г. Валяшко [1962]). Таким образом, для Верхнекамского, Эльтонского месторождений и, по-видимому, в целом для кунгурской галогенной формации характерно четко выраженное ритмичное и в то же время зональное строение соляной толщи, свидетельствующее о необратимости в целом процессов соле- и калинакопления в бассейне [Морозов, 1979, 1981б].

Наряду с отмеченной важнейшей особенностью строения Прикаспийской впадины, предопределяющей потенциальную возможность корреляции разрезов соляной толщи по всей территории впадины, примечательно, что на ее обрамлении и в разрезе обоих месторождений выявлены площади с наличием необычной для них обращенной колонки с развитием в верхней части отдельных калийных пластов отложений более низких стадий галогенеза, чем в нижней части.

Так, в кровле карналлит-бишофитовых пластов на Приволжской моноклинали и северном обрамлении впадины, а также в верхней части карналлитового слоя (3б) на Эльтонском и пласта Б — на Верхнекамском месторождениях местами отмечены прослой, сложенные сильвинитами и при этом не слоистой, а массивной (пестрой) их разновидностью.

Как уже ранее подчеркивалось [Морозов, 1980; Морозов и др., 1980], в основу выделения двух отмеченных генетических разновидностей сильвинитов, объединяющих практически все описанные на калийных месторождениях планеты разности, положены текстурные признаки. Так, наиболее характерным отличием "слоистых" (или ритмично-слоистых) сильвинитов, известных под названием красных, полосчатых, белых и прочих, имеющих, по общепринятому мнению [Иванов, Воронова, 1972], первично-седиментационное происхождение, является чередование почти мономинеральных галитовых и обычно окрашенных (но иногда и белых, бесцветных) сильвиновых прослоек. Годичные же наборы массивных (пестрых, неяснослоистых, пятнистых, брекчиевидных и т.п.) сильвинитов состоят преимущественно, не считая глинисто-ангидритового слайка, из одного массивного прослоя, сложенного смесью кристаллов галита и сильвина примерно в равных соотношениях.

При вскрытии в скважине обращенного разреза "карналлитового" слоя 3б на Эльтонском месторождении обычно и самая нижняя часть его также сложена массивными сильвинитами, а на Верхнекамском — подобная аномальная колонка пласта Б характерна для полосы, широкой каймой охватывающей площади, где пласт нацело сложен пестрыми сильвинитами. Литологический состав и строение обращенных колонок свидетельствуют, таким образом, о близости

физико-химических процессов их формирования с образованием пестрых сильвинитов.

Анализ материалов по различным месторождениям при этом показывает, что во всех разведанных калийных месторождениях нашей планеты пестрые (массивные) сильвиниты являются наиболее богатыми рудами, а основные запасы калийных руд на Эльтонском месторождении, как и на других месторождениях Предуральско-Прикаспийского бассейна (Челкарском, Линевском, Жиланском и др.), представлены именно массивными (пестрыми) сильвинитами. Содержание КС1 в массивных сильвинитах Эльтонского месторождения меняется по пересечениям от 38 до 67% (в среднем 49,8%), тогда как в слоистых — составляет в среднем 28,54%. Подобного же характера соотношения наблюдаются на Верхнекамском, Петриковском и других месторождениях.

Таким образом, решение вопросов о происхождении пестрых (массивных) сильвинитов и условиях формирования обращенных разрезов калийных пластов представляет не только теоретический, но и большой практический интерес для повышения эффективности геологоразведочных работ на калийные соли, особенно в условиях рассматриваемого региона.

Наиболее детально исследованными в нашей стране являются пестрые сильвиниты уникального Верхнекамского месторождения, характеризующегося компактным строением и сближенностью калийных пластов в разрезе, свидетельствующем об их формировании в достаточно стабильных условиях как во времени, так и в пространстве. Эта особенность строения месторождения позволяет с уверенностью расшифровывать такие особенности соленакопления, которые на других месторождениях (где стадии формирования калийных горизонтов были значительно разобщены во времени) в лучшем случае только предполагаются.

На Верхнекамском месторождении авторами детально изучены особенности состава пород пласта Б, выявлены закономерности размещения различных типов пестрого сильвинита, а также установлен характер взаимоперехода сильвинита в карналлит по простирацию пласта Б. Объектами исследования послужил керновый материал многих сотен скважин разведки с поверхности и непосредственно сам пласт Б, вскрытый горными выработками в калийных рудниках. В разрезе продуктивной толщи пестрые сильвиниты встречаются во всех пластах сильвинито-карналлитового горизонта, но наиболее широко они развиты в самом нижнем пласте Б. Вверх по стратиграфическому разрезу площади распространения пестрых сильвинитов сокращаются, а площади развития карналлитовой породы увеличиваются. В плане поля пестрых сильвинитов тяготеют к восточной границе залежи, а поля карналлита — к центральной (приосевой) ее части [Иванов, 1963].

По текстурно-структурным признакам и цвету породы пестрые сильвиниты подразделяются на два типа [Вахрамеева, 1954]: белый (массивный) и бурый (слоистый). Сильвиниты первого типа характеризуются массивной текстурой, сезонная слоистость почти не

прослеживается, так как глинистые прослои часто деформированы и разорваны, размер кристаллов молочно-белого сильвина изменяется от 2 до 10 см, мало красящего вещества красного цвета, которое располагается в основном по краям зерен сильвина. В породе много синего галита, цвет ее в целом белый с различными оттенками, содержание глинистого компонента не более 3%. Сильвиниты второго типа имеют слоистую текстуру, обусловленную четко выраженными глинистыми прослоями и незначительным размером кристаллов молочно-белого сильвина (от 0,5 до 3 см). Кристаллы сильвина часто расположены в красноватой микрозернистой массе или по их краям имеется широкая оторочка красного цвета. В породе мало синего галита, цвет ее красновато-бурый, бурый, глинистость породы зачастую высокая (до 10% и более). Следует отметить, что слоистая текстура этой фации пестрых сильвинитов иногда настолько отчетливая, что в истории изучения месторождения известны неоднократные случаи, когда они как в горных выработках (Соликамский рудник), так и по керну скважин (юго-восточная часть месторождения) ошибочно принимались и квалифицировались как полосчатые сильвиниты пласта А.

Выявлена пространственная приуроченность различных типов пестрого сильвинита. Бурые сильвиниты распространены непосредственно в краевых частях месторождения, а также залегают возле зон разубоживания [Третьяков, 1974, 1977]. Они сформировались, по-видимому, в условиях повышенной глинистости соляных отложений и несколько пониженной концентрации рапы. Белые "типичные" сильвиниты расположены уже на некотором удалении от границы месторождения и образовались на площадях с невысоким содержанием глинистого компонента в соляных отложениях. Приурочены они чаще всего к приконтурным участкам фациальных переходов пестрый сильвинит — карналлитовая порода.

По простиранию пласта Б наблюдаются два вида взаимоперехода карналлита в пестрый сильвинит (рис. 1). В центре месторождения (по западной и северной границе регионального поля карналлита) переход, как правило, относительно резкий. Поле сильвинита переходит в поле карналлитовой породы на протяжении нескольких десятков или сотен метров. При этом в сильвинитовом разрезе первые прослои карналлита появляются в кровле пласта. По простиранию пласта количество карналлитовых слоев постепенно увеличивается, а сильвинитовых соответственно уменьшается, пока пласт почти на всю мощность не будет сложен карналлитовой породой. Исключение составляет самая верхняя его часть мощностью 10—30 см, которая почти всегда в приконтурной полосе сложена пестрым сильвинитом бурого цвета. Ближе к краевой части месторождения (по восточной границе регионального поля карналлита) переход карналлита в сильвинит постепенный. Он осуществляется через серию локальных (островных) участков пестрого сильвинита, расположенных без видимой закономерности среди поля карналлита. В плане островные участки сильвинита имеют округлую или неправильную форму с разрезом в поперечнике от десятков до сотен

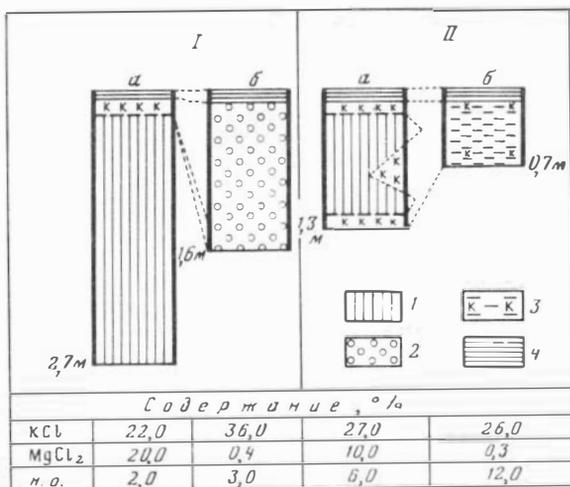


Рис. 1. Сопоставление карналлитового (а) и сильвинитового (б) разрезов пласта Б Верхнекамского месторождения

1 — карналлитовая порода; разновидности пестрого сильвинита: 2 — белая, 3 — бурая; 4 — прослой глины в кровле пласта; I и II — разрезы соответственно центральной и краевой частей месторождения

метров. В целом ширина переходной зоны от карналлита к сильвиниту достигает нескольких километров. В переходной зоне пласт карналлитового состава имеет, кроме верхнего прослоя сильвинита, аналогичные прослои в нижней и даже средней частях. Следовательно, в разрезе пласта Б, сложенном набором слоев пестрого сильвинита и карналлитовой породы, в верхней его половине наблюдается обращенный тип колонки залегания калийных солей.

Основываясь на зональном расположении полей пестрого сильвинита и карналлитовой породы, структурной приуроченности пестрых сильвинитов к мелководным участкам бассейна, присущим им многих признаков первично-осадочной породы [Вахрамеева, 1954; Дубинина, 1954; Морозов, 1971, 1980] и наличии местами в карналлитовом разрезе выдержанных на значительной площади тонких сильвинитовых прослоек в нескольких (а иногда и в одном) годовых наборах, авторы присоединяются к точке зрения о синседиментационном образовании пестрых сильвинитов [Иванов, 1963]. Они образовались в стадию открытого бассейна в результате разложения новосадки карналлита в течение годового гидрохимического цикла под влиянием ежегодных сезонных разбавлений рапы и повышения ее температуры на мелководных, хорошо прогреваемых участках дна. Сильвиниты из разреза обращенных колонок, аномально развитых на Верхнекамском месторождении только в одном пласте Б, имеют разнообразный генезис. Данный тип разреза характерен для участков взаимоперехода пород, и поэтому широкие сильвинитовые прослои в средней и нижней частях пласта имеют синседиментационное происхождение, так как являются естественным продолжением собственно сильвинитового пласта. Исключение со-

ставляет верхний прослой пестрого сильвинита, расположенный в кровле пласта. Верхний прослой бурого пестрого сильвинита имеет малую мощность, прерывистый характер распространения и залегает непосредственно ниже глинистого пропластка ("коржа"). Не исключено, что сильвинит данного прослоя мог также образоваться в стадию диагенеза при воздействии на карналлитовую породу слабоминерализованных поровых растворов, выделяющихся из пропластка глины при литификации отложений. Однако отсутствие подобных прослоев сильвинитов в кровле остальных карналлитовых пластов, имеющих аналогичные глинистые "коржи", а также отсутствие его на карналлитовых полях пласта Б, свидетельствует об исключительной избирательности его проявления.

Сравнительный анализ литолого-фациальных карт калийных пластов показал, что на фоне сравнительно стабильных контуров и условий их седиментации наблюдались периодические скачкообразные изменения структурных условий. Это заметно при формировании пластов А и особенно Б в южной половине месторождения (рис. 2), где седиментационный характер выклинивания калийных пластов не вызывает сомнения. Значительное сокращение площади пласта Б (по сравнению с ниже и вышележащими) и, главное, смещение его границ (как западной, так и восточной) к западу на 1—7 км [Морозов, 1970] свидетельствуют о скачкообразном изменении контура бассейна перед началом карналлитовой стадии галогенеза. По всей вероятности, произошел широтный перекокс подсолевого основания (в связи с поднятием восточного борта Соликамской впадины), что обусловило смещение уреза рапы к западу. Колебательная широтная миграция продольной оси Соликамской впадины и в целом Предуральского прогиба происходила неоднократно на протяжении от позднекаменноугольного до конца пермского времени, что приводило к скольжению в пространстве литолого-фациальных комплексов [Чочиа, 1955]. Солеродный бассейн является высокочувствительной системой к внешним воздействиям. Поэтому при формировании соляных отложений даже небольшие структурные изменения привели к эпизодическому осушению восточной прибрежной полосы бассейна. На палеоподнятиях дна часть донных осадков также была выведена в верхний слой рапы. В результате в зоне эпизодического влияния недонасыщенных растворов континентального происхождения шел, по-видимому, процесс растворения одних (карналлит и др.) и кристаллизация (высаливание на части площади) других минералов. Естественно, что наиболее резко подобные процессы выразились в завершающие фазы циклов галогенеза. В это время интенсивное испарение и образование кристаллогидратов (карналлита, бишофита) приводило к резкому уменьшению объема поверхностной рапы, снижению ее уровня, "осушению" краевой прибрежной полосы и палеоподнятий дна, что способствовало лучшему воздействию на новосадку периодических притоков слабоминерализованных растворов.

В связи с этим, учитывая пространственную приуроченность участков с аномальными разрезами на Эльтонском и Верхнекамском

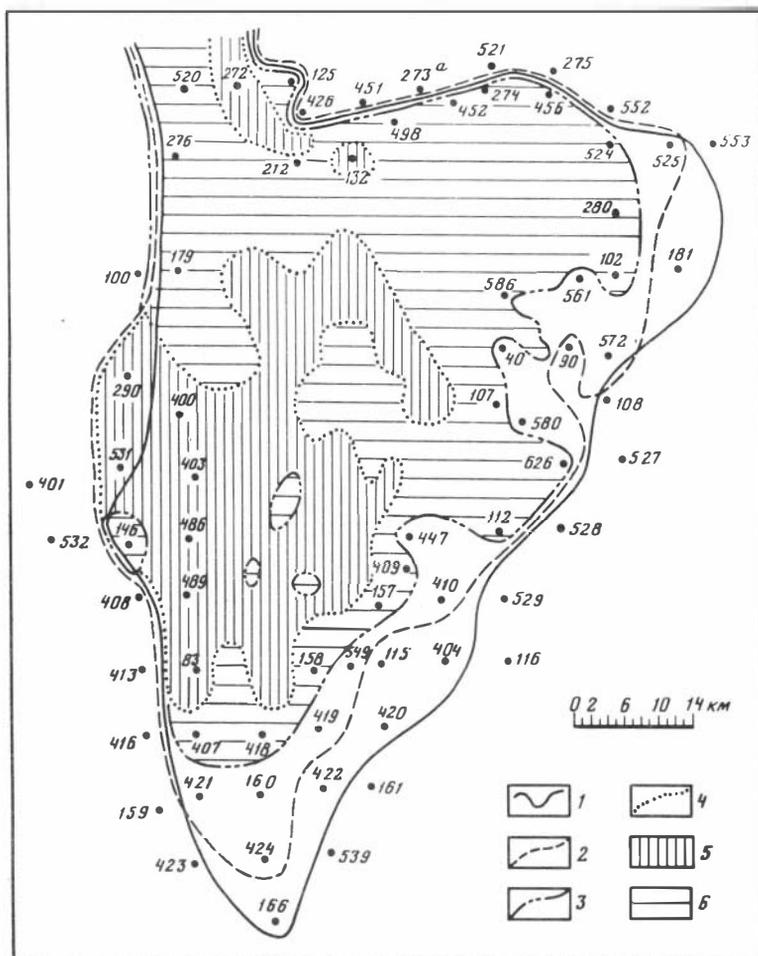


Рис. 2. Совмещенная литологическая карта пластов Кр II, А и Б — южной части Верхнекамского месторождения

Контуры распространения пластов: 1 — Кр II, 2 — А, 3 — Б-сильвинитового, 4 — Б-карналлитового (сильвинит-карналлитового); области распространения в пласте Б: 5 — карналлитовой породы, 6 — пестрого сильвинита; цифры на схеме — номера контурных скважин

месторождениях к площадям развития пестрых сильвинитов, которые образовались в краевых заведомо мелководных частях бассейна, можно предположить близкий механизм формирования обращенных разрезов и на обрамлении Прикаспийской впадины. Наличие подобных обращенных разрезов может быть использовано в качестве литолого-батиметрического и поискового признаков при реконструкции палеоструктурных условий соленакопления и поисках богатых сильвинитовых залежей.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 368 с.
- Вахрамеева В.А.* О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения. — В кн.: Материалы по петрографии районов соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 129—142. (Тр. ВНИИГ; Вып. 29).
- Деревягин В.С., Морозов Л.Н., Свидзинский С.А.* Строение и особенности формирования галогенной толщи Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей. — Литология и полез. ископаемые, 1979, N 1, с. 122—138.
- Дубинина В.Н.* К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. — В кн.: Материалы по петрографии районов соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 3—128. (Тр. ВНИИГ; Вып. 29).
- Иванов А.А.* О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей. — В кн.: Геология месторождений калийных солей. Л.: ВСЕГЕИ, 1963, с. 153—180. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 99).
- Иванов А.А., Воронова М.Л.* Галогенные формации: (Минеральный состав, типы и условия образования, методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М.: Недра, 1972. 328 с.
- Морозов Л.Н.* О знаках ржи в соляной толще Верхнекамского калийного месторождения. — В кн.: Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области. Казань, 1970, с. 192—195.
- Морозов Л.Н.* О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского калийного месторождения. — В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1971, с. 147—149.
- Морозов Л.Н.* Особенности строения и проблема корреляции разрезов соленосной формации Прикаспийской впадины. — В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения: Тез. докл. II Всесоюз. солевого совещ. Новосибирск: Наука, 1979, т. 1, с. 127—128.
- Морозов Л.Н.* Основные генетические разновидности сильвинитов как критерии корреляции калийных горизонтов в хлоридных и сульфатно-хлоридных галогенных формациях. — В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980, с. 106—110.
- Морозов Л.Н.* Литолого-фациальные и структурные особенности соляных отложений Прикаспийской впадины: (На примере Эльтонского месторождения калийных солей): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1981а. 24 с.
- Морозов Л.Н.* Эволюция формирования кунгурской соленосной толщи Прикаспийской впадины. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Наука, 1981б. с. 55—57.
- Морозов Л.Н., Седлецкая Н.М., Аношин Л.В., Свидзинский С.А.* Строение калиеносных интервалов Эльтонского месторождения. — В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980, с. 47—59.
- Третьяков Ю.А.* Зоны разубоживания Верхнекамского калийного месторождения. — Литология и полез. ископаемые, 1974, N 1, с. 75—85.
- Третьяков Ю.А.* Литологический контроль пространственного распределения зон разубоживания Верхнекамского калийного месторождения. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 127—128.
- Чочиа Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вершерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 374 с.

Л.И. РЯБЧУН

О ВЛИЯНИИ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТониКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ В ЗОНАХ КРАЕВЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ДНЕПРОВСКО- ДОНЕЦКОГО РИФТА

По поверхности докембрийского фундамента в шовных зонах краевых глубинных разломов выделяется до шести продольных разрывов. Они представляют собой часто морфологически разобщенные, но генетически связанные линии, трассируемые вдоль всего рифта.

Разрыв I—I (главный сброс) и сопутствующий ему разрыв II—II отделяют борт и примыкающие к нему приподнятые ступени фундамента от погруженной части зоны разлома. Разрыв III—III отделяет эту погруженную часть от примыкающей с противоположной стороны зоны воздыманий фундамента, представляющей собой систему продольных выступов (Лоевский, Даничский, Брусиловско-Кошелевский, Плисковско-Лысогородский и др.) в зоне Барановичско-Астраханского (БА) и (Ведильцевский, Мринский, Монастырищенский, Калайдинцевский и др.) Припятско-Манычского (ПМ) разломов.

Погруженная часть зон разломов наиболее мобильна, к ней приурочена цепочка мульд или желобообразных прогибов, вытянутых вдоль главного сброса. Это Грибоворуднянско-Репкинская, Седневская, Холмско-Великозагородская и другие в зоне БА-разлома и Носовская, Малодевицкая, Прилукская, Мильковская и другие в зоне ПМ-разлома. Внутриразломные мульды часто имеют очень сложную структуру. Благодаря системе разрывов IV—IV, V—V и VI—VI здесь образовались более мелкие вложенные горсты и грабены, которые впоследствии нашли отражение в геологическом строении и дислоцированности осадочного чехла.

Изучение структурных планов осадочного чехла и сопоставление их с рельефом фундамента, а также палеоструктурно-геологический анализ [Гавриш, Рябчун, 1981] показывают, что формирование складчатости в зонах разломов связано в основном с разломно-блоковой и соляной тектоникой.

Нами установлена определенная зависимость между размещением локальных структур и направлением основных нарушений, а также выделено несколько групп поднятий.

Первая группа включает систему складок, прислоненных к главному сбросу. Вторая — цепочку приразрывных брахиантиклинальных поднятий, расположенных либо между краевым разломом I—I и сопутствующим ему разрывом II—II, либо над последним, ограничиваясь нарушением IV—IV. В третью группу входят внутриразломные солянокупольные поднятия как непрорванные солью, так и прорванные, в которых соль достигает уровня мезозойско-кайнозойских осадков. Четвертая группа поднятий — это складки, приуроченные к продольным и поперечным выступам докембрийского

фундамента, ограниченным продольным разломом III—III и поперечными нарушениями. Примером первой группы складок в зоне БА разлома могут быть структуры типа Ивашковской, Менской, а в зоне ПМ-разлома — Гурбинцевской, Пирятинской, Зачепилковской и др. К приразломным структурам на севере могут быть отнесены Лесковское, Новотроицкое, Кинашевское поднятия. В зоне ПМ-разлома этот тип складок сейсморазведкой не фиксируется.

Солянокупольными (внутриразломными) поднятиями являются складки типа Борковской, Дмитриевской, Роменской и других в зоне БА-разлома и Носовской Малодевицкой, Прилукской и других в зоне ПМ-разлома. К четвертой группе структур относятся бессолевыe складки (Кошелевская, Смоляжская, Васильевская и другие в зоне БА-разлома; Гуньковская, Ведильцовская, Хрещатинская и другие в зоне ПМ-разлома). В юго-восточной части зоны ПМ-разлома в строении этих складок иногда принимает участие соль. Это Монастырищенское, Краснопартизанское, Леяковское соляные поднятия, Крапивнянский, Логовиковский и другие соляные штоки. Палеоструктурно-геологический анализ вдоль профиля по линии скважин Кошелевской 204, Холмской 6, максаковских 4, 2, 1 (рис. 1 см. вкл.) позволяет проследить историю формирования Холмского солянокупольного поднятия и установить связь между разрывной тектоникой и соляным тектогенезом.

Предполагается, что к началу задонско-елецкого времени (см. рис. 1,а) был сформирован единый Холмский грабен, ограниченный разрывами II—II и VI—VI и выполненный мощной (до 1850 м) толщей соли. Как показал В.К. Гавриш [1965], при проседании блоков земной коры амплитудой 1000 м и более у разрывов с углом наклона 75—80° возникают горизонтальные напряжения, достаточные для образования складки в погруженном блоке с амплитудой до 730 м. Обстановка особенно благоприятна, если соль располагается среди неподатливых пород, каковыми являются известняки, глины и аргиллиты. В рассматриваемой зоне разломами, способствовавшими складкообразованию, очевидно, были нарушения II—II и VI—VI, отделяющие приподнятые жесткие ступени фундамента (борт прогиба и приразломные выступы) от наиболее мобильной внутриразломной части. У этих нарушений, амплитуды которых к началу задонско-елецкого времени составляли более 1000 м, а угол наклона — 75—80°, видимо, и создавались необходимые горизонтальные напряжения, благоприятствующие развитию соляной тектоники. Дополнительное влияние на формирование структур оказал, по-видимому, разрыв V—V, сбросовые смещения по которому в задонско-елецкое время привели к образованию относительно приподнятого (район Холмской скв. 6) и относительно погруженного (Максаковская скв. 4) блоков. В последнем мощности задонско-елецких отложений увеличены до 1100 м (см. рис. 1,б). Согласно А.А. Билыку [1962], эта обстановка соответствует первой стадии формирования солянокупольных поднятий, т.е. образованию "соляных гряд". Уже с этого момента по подошве задонско-елецких осадков возник перегиб слоев амплитудой 820 м.

В последующем, начиная с елецко-лебедянского времени, соляные пласты мобильного участка, зажатые между жесткими блоками фундамента, под воздействием вертикальных перемещений по разрыву V—V и тангенциальных сдвиганий у разрывов II—II и VI—VI, переходили в пластическое состояние. Этому способствовало дополнительное влияние гравитационного фактора, обусловленного отложением мощной толщи карбонатно-терригенных задонско-елецких и соленосно-терригенных елецко-лебедянских образований. При восходящих движениях региона в начале данково-лебедянского времени французская соль выдавливалась в сторону приподнятого блока. По А.А. Билыку [1962], это соответствует второй стадии расчленения "соляных гряд" на отдельные купола (см. рис. 1, *θ*). К концу девона амплитуда перегиба слоев по подошве задонских отложений составила 1500 м. Процесс, видимо, происходил конседиментационно-постседиментационно, о чем свидетельствует уменьшение мощности задонских осадков в своде Холмского поднятия (скв. 6). Предполагается уменьшение здесь мощности и верхнефаменских осадков, размыв которых произошел, очевидно, в предпоздневизейское время. Развитие структуры в турне и раннем визе неизвестно из-за отсутствия осадков этого возраста.

С позднего визе и до палеогена течение соли продолжалось, в результате чего к началу палеогена амплитуда перегиба слоев по подошве задонско-елецких отложений составила уже до 2000 м, увеличиваясь за каждый этап примерно на 100—200 м. По верхневизейско-нижнепермскому и верхнепермско-мезозойскому структурным этажам Холмское поднятие имеет уже меньшую амплитуду. К началу башкирского времени суммарная амплитуда его составила 100, к началу поздней перми — 400 и началу палеогена — 760 м (см. рис. 1, *z—e*). По данным В.А. Витенко, Б.П. Кабышева [1971], наиболее активно оно развивалось в раннепермское и предпозднепермское время постседиментационно, а в каменноугольный период отмечается его незначительный конседиментационный рост. В поздней перми — мезозое-кайнозое Холмское поднятие развивалось конседиментационно-постседиментационно, с наибольшей активностью в предтриасовое, предъюрское, предмеловое и предпалеогеновое время. Амплитуда в среднем увеличивалась на 300—400 м за мезоцикл.

Соляной тектогенез, обусловленный подвижками блоков фундамента по разрывам II—II, III—III и V—V, играл активную роль и при формировании Монастырищенского поднятия, приуроченного к склону одноименного продольного выступа фундамента в зоне ПМ-разлома. Предполагается, что к началу задонско-елецкого времени здесь сформировался грабен амплитудой порядка 1100 м, ограниченный разрывами III—III и II—II, выполненный толщей соли (рис. 2, *б*). К началу елецко-лебедянского времени по разрыву V—V произошел ступенеобразный сброс амплитудой 700 м (см. рис. 2, *в*). В погруженном блоке (Великодевицкая скв. 1) накапливались задонско-елецкие осадки вскрытой мощностью 1240 м, на приподнятом блоке мощность их была меньше и предположительно

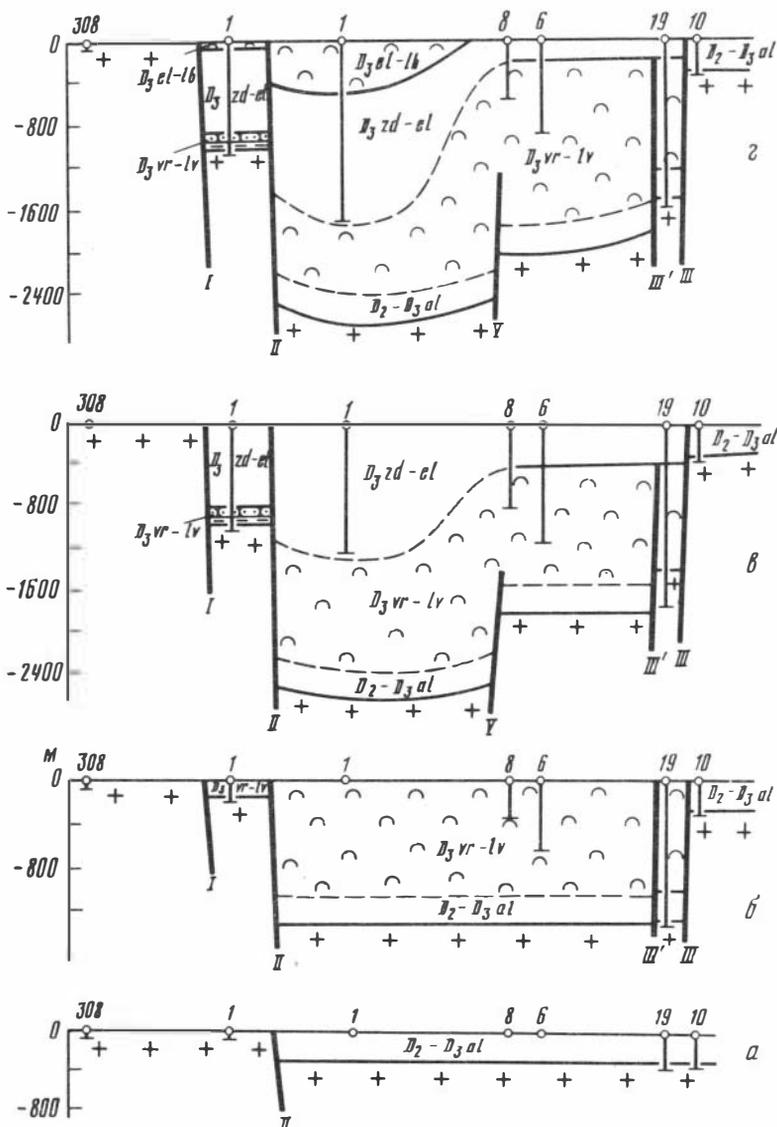
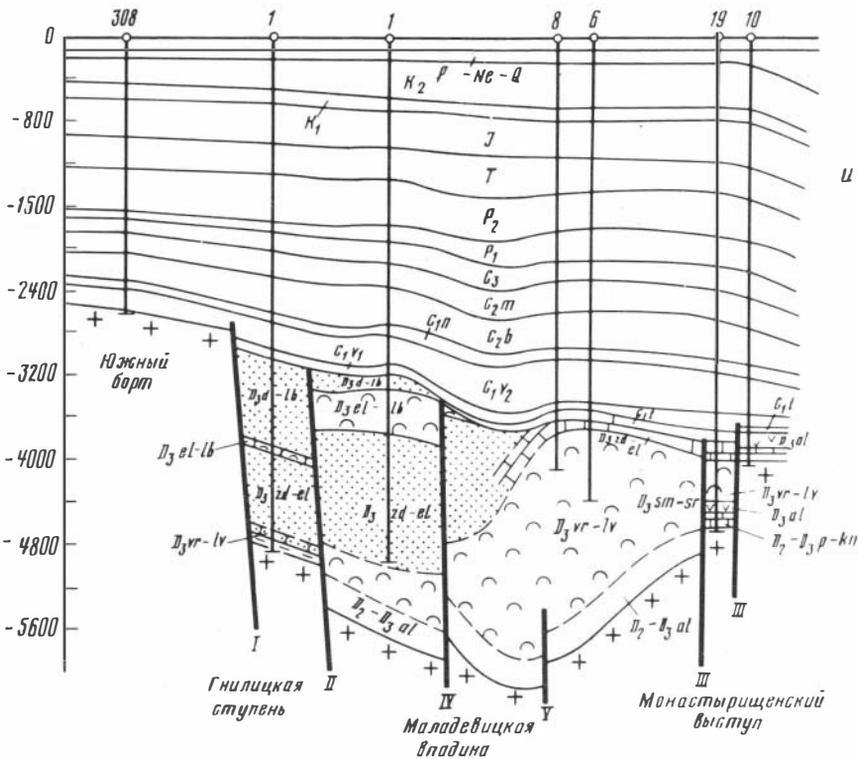
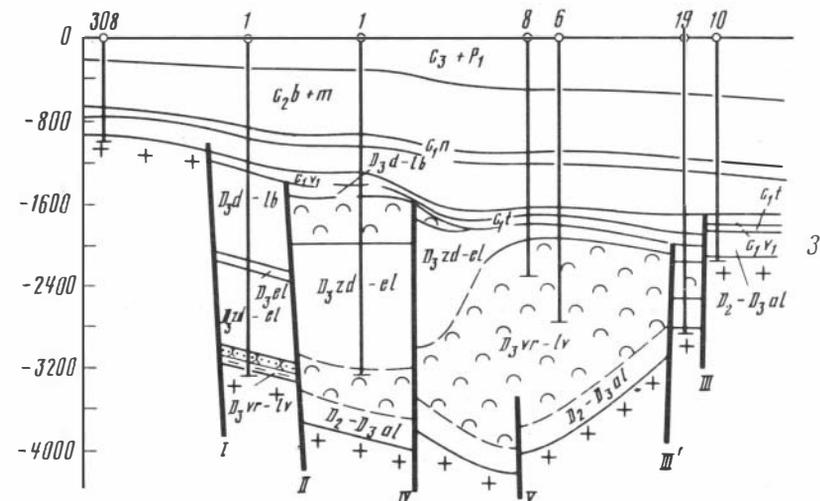


Рис. 2. Палеогеологические профили вкост простирания Припятско-Маньчского глубинного разлома по линии сел Гнилица—Монастырище (а — к началу воронежского времени, б — задонско-елецкого, в — елецко-лебедянского, г — данково-лебедянского, д — турнейско-раннепермского, е — позднервинского, ж — башкирского, з — позднермского, и — современный этап). Составила Л.И. Рябчун
 Условные обозначения см. на рис. 1



И



З

Рис. 2 (окончание)

составляла порядка 400 м (монастырищенские скважины, 8, 6). В результате по подошве задонско-елецких осадков возник перегиб слоев амплитудой 820 м. В течение елецко-лебедянского и данково-лебедянского времени в результате подвижек по разрывам II—II, V—V и разлому III—III, а также при участии гравитационного фактора (отложение задонско-елецких и елецко-данковских осадков) соль могла переходить в пластическое состояние и выдавливаться в сторону приподнятого блока фундамента (см. рис. 2,з). В результате к началу турнейско-ранневизейского времени по подошве задонско-елецких осадков антиклинальный перегиб слоев достиг уже 1220 м (см. рис. 2,д).

В последующем незначительный рост поднятия (прирост амплитуд 20—40 м) продолжался от каменноугольного до предпалеогенового времени (см. рис. 2, е—з). Формирование его происходило конседиментационно-постседиментационно, с максимумом развития в предпозднепермское и предпалеогеновое время. В мезозое складка не развивалась [Витенко, Кабышев, 1977]. С поздневизейского времени складка фиксируется по подошве задонско-елецких и турнейских осадков. При этом суммарная амплитуда последней значительно меньше (до 150 м в предпалеогеновое время).

Таким образом, продольные разрывные нарушения, осложняющие внутриразломные мульды, наиболее активно развиваясь в процессе рифтогенеза в задонско-елецкое и данково-лебедянское время, способствовали в этот период максимальному проявлению соляной тектоники и формированию солянокупольных поднятий. В последующем рост структур продолжался непрерывно-прерывисто с небольшими амплитудами в периоды повышенной тектонической активности региона и перестройки структурного плана осадочного чехла в предпоздневизейское, предпозднепермское и предпалеогеновое время. Поэтому, сформировавшись еще в девоне, эти локальные поднятия при прочих благоприятных факторах могли быть вместилищем для углеводородов в межсолевых и внутрисолевых отложениях, и изучение их имеет большое научное и практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

Билык А.А. Некоторые вопросы соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины. — Тр. ВНИИГ, 1962, т. 14, с. 18—43.

Витенко В.А., Кабышев Б.П. Закономерности строения и формирования тектонически экранированных залежей нефти и газа. Львов: Изд-во Львов ун-та, 1971. 124 с.

Гавриш В.К. Методика палеоструктурно-геологического анализа. Киев: Наук. думка, 1965. 146 с.

Гавриш В.К., Рябчун Л.И. Генезис и нефтегазоносность зон краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наук. думка, 1981. 150 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И ГИПЕРГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ НИЖНЕПЕРМСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ В ДОНЕЦКОМ БАССЕЙНЕ

Нижнепермская соленосная формация слагает в северо-западной части Донбасса две крупные синклиналильные структуры — Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины, где она залегают на сравнительно небольших глубинах, благодаря чему она детально изучена.

С отложениями формации связаны Артемовское, Славянское и Ново-Карфагенское месторождения каменной соли, интенсивно эксплуатируемые предприятиями пищевой и химической промышленности и дающие около трети союзной добычи этого вида сырья, а также Артемовское, Покровское, Нырковское месторождения гипса и ангидрита, сырье которых широко используется в строительной промышленности и сельском хозяйстве. Таким образом, теоретические проблемы изучения соленосной формации тесно связаны с практическим использованием слагающих ее пород. Наиболее актуальными в настоящее время являются проблемы изучения закономерностей распространения каменной и калийных солей в погруженных геологических структурах и сульфатных пород (гипс, ангидрит) в пределах частично денудированных структур, имеющие прямую связь с процессами осадконакопления и выветривания.

Нижнепермская соленосная формация в северо-западной части Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадине охватывает отложения картамышской свиты от маркирующего горизонта Q^8 , никитовскую, славянскую и краматорскую свиты, достигая в этих пределах мощности 1600 м [Корневский и др., 1968]. В связи с трансгрессивным характером соленосной формации нижняя ее граница поднимается до середины никитовской свиты на Славянском куполе и основании славянской свиты на восточном крыле Бахмутской котловины, т.е. является асинхронной и не может быть однозначной для всего региона. В противном случае в состав соленосной формации попадают меденосные отложения, имеющие иную генетическую природу [Грабянская и др., 1974]. Верхняя граница формации проходит по последнему пласту сульфатных пород краматорской свиты и, как это будет показано ниже, за исключением апикальных частей некоторых положительных структур, имеет довольно постоянное стратиграфическое положение.

Соленосная формация сложена пластами каменной соли, чередующимися с пластами ангидрита, карбонатных и песчано-глинистых пород. По литологическому составу и генетическим особенностям рассматриваемая формация подразделяется на две подформации: нижнюю — охватывающую никитовскую и большую часть славянской свиты (до известняка S_4) и верхнюю — включающую верхнюю часть славянской и краматорскую свиту. В пластах каменной соли, приуро-

ченных к нижней подформации, наблюдается крупная горизонтальная слоистость, подчеркнутая тонкими прослоями ангидрита. Структура соли преимущественно мелко-среднезернистая. Примесь терригенного материала, за редким исключением, отсутствует. Каменная соль верхней подформации характеризуется присутствием значительного количества терригенной примеси красно-бурого цвета, крупно- и гигантокристаллической структурой, наличием более редких годичных прослоев ангидрита с нечеткими контурами, несущих следы вторичного перераспределения сульфатного материала. Встречающиеся здесь прослои калийных солей карналлит-сильвинитового состава относятся к вкрапленному типу.

По вещественному составу терригенных пород нижнепермская соленосная формация принципиально не отличается от граничащих с ней формаций. Глинистые минералы представлены каолинит-хлорит-гидрослюдистой ассоциацией, устойчиво прослеживающейся от низов карбона до верхов перми. Среди обломочных минералов преобладают кварц и обломки метаморфических (кремень, кварцит, яшмы, серицитовые сланцы), осадочных (известняки, глинистые сланцы) и эффузивных пород. Из аксессуарных преобладают рудные минералы (ильменит, лейкоксен, хромшпинелиды), а также циркон, апатит, турмалин, гранат. С некоторыми изменениями количественного состава подобные ассоциации обломочных породообразующих и аксессуарных минералов прослеживаются от низов верхнего карбона до верхов перми (кровли дровновской свиты).

Весьма показательным является присутствие в терригенных породах соленосной формации обломков известняков пермско-карбонного возраста [Бондаренко, 1963]. Они встречаются в песчаных, реже — в глинисто-алевролитовых породах одновременно с сферолитовыми карбонатными образованиями, от которых зачастую отличимы только по наличию остатков фораминифер, мшанок, остракод, водорослей. Первое их появление отмечено в основании славянской свиты в песчанике под известняком S_1 (скв. А—452). В небольшом количестве они встречаются по всему разрезу этой свиты и первую концентрацию дают в основании краматорской свиты. Здесь карбонатные обломки являются породообразующими. Затем содержание их падает и вновь повышается в верхней части краматорской свиты. Наибольшая концентрация карбонатных обломков, достигающих размеров 0,07 м, наблюдается в перекрывающих соленосную формацию красноцветных отложениях дровновской свиты.

Эти обломки свидетельствуют о прогрессирующем подъеме донецкой структуры и размыве слагающих ее пород практически с начала отложения осадков соленосной формации, которая в плане палеозойского осадконакопления носит ярко выраженный регрессивный характер, а в плане нижнепермского соленакпления — трансгрессивный. Замыкание донецкой геосинклинали и захоронение осадков соленосной формации произошло в конце накопления вышележащей терригенно-красноцветной формации, отвечающей по объему дровновской свите.

Принципиальное значение для познания закономерностей накопления осадков соленосной формации имеет установление границ рас-

пространения входящих в ее состав соляных пластов. Выклинивание пластов каменной соли никитовской свиты к югу от линии Славянск—Дроновка (в 5—10 км южнее Марьевского глубинного разлома) подтверждается рядом скважин, пробуренных на Дружковско-Константиновской, Артемовской и Дроновской антиклинальных структурах, которыми вскрыты преимущественно терригенные отложения с редкими пластами карбонатных и сульфатных пород. Пласты каменной соли в составе славянской свиты распространены более широко. Вскрывающиеся на перечисленных выше структурах, а также Славяногорском, Славянском, Корульском и других поднятиях бессолевыми разрезами славянской свиты многими исследователями трактуются как результат процессов выщелачивания соляных пород. Отсюда следует вывод о том, что в синклинальных структурах и на склонах поднятий распространены соленосные отложения.

В настоящее время получены данные, свидетельствующие о том, что в большинстве случаев литолого-фациальный состав славянской свиты на положительных структурах первичного характера, т.е. структуры имеют конседиментационное происхождение. В пользу этого говорят следующие факты.

1. Наличие латерального ряда отложений: каменная соль, сульфаты, карбонаты — сульфаты, карбонаты — глины, карбонаты по мере приближения к апикальным частям структур (южное и северное крыло Славянского купола, южные крылья Дроновской, Славяногорской и Дружковско-Константиновской антиклиналей).

2. Выклинивание пластов солей, сульфатных пород и, как следствие этого, резкое сокращение мощности отдельных интервалов разреза славянской свиты (группа подбрянцевских пластов на юго-западном крыле Дружковско-Константиновской антиклинали, карфагенских пластов на северном крыле Артемовской антиклинали и др.).

3. Наличие на многих положительных структурах седиментационно-диагенетической брекчии, содержащей обломки доломита, песчаника, гравий кремня и кварца, желваки ангидрита с бугорчатой поверхностью, погруженные в глинисто-алевритовую основную массу черного и красно-бурого цвета. Мощность прослоев брекчии — 0,5—7,2 м. По стратиграфическому положению в разрезе они отвечают пластам каменной соли и представляют их фациальный аналог. В соседних солевых разрезах слагающие брекчию породы отсутствуют.

Таким образом, высказывавшееся ранее мнение о конседиментационном характере отдельных положительных структур северо-западной окраины Донбасса [Жоган, 1961; Шамаев, 1962; Корневский и др. 1968] подтверждается сейчас более широким фактическим материалом.

Конседиментационное развитие геологических структур северо-западной окраины Донбасса в славянское время значительно усложнило контуры солеродного бассейна, обусловив локализацию соляных пластов лишь в отдельных синклинальных структурах. Сейчас ясно, что Дружковско-Константиновская антиклиналь в славянское время служила барьером, разделявшим две солеродные лагуны. В Кальмиус-Торецкой котловине галогенез проявился в крайне ограниченных масштабах. Солеродная лагуна занимала среднюю часть структуры и

имела площадь около 80—100 км². Отлагались маломощные пласты каменной соли с повышенной примесью терригенного материала. Доминировали карбонатно-терригенные осадки, которые были распространены значительно южнее современных границ славянской свиты. В трансгрессивном залегании на породах карбона они зафиксированы в виде маломощной (5—10 м) карбонатной толщи с нижнепермской фауной в Западном Донбассе [Алымов и др., 1963], что определяет ширину зоны бессолевых осадков нижней подформации в 30—40 км.

Солеродная лагуна в Бахмутской котловине имела довольно крупные размеры — около 2800 км². Отлагались мощные пласты чистой каменной соли, что обуславливалось наличием низменного барьера (Дружковско-Константиновского палеоподнятия) на пути поступления с юга терригенного материала. Лишь в зоне выклинивания соляных пластов к ним примешивался глинистый материал. По данным буровых работ последних лет, Бахмутская солеродная лагуна с северо-востока была ограничена зоной развития карбонатно-сульфатных осадков шириной 10—15 км, которая также препятствовала поступлению терригенного материала. Конседиментационные поднятия в переходной с Днепровско-Донецкой впадиной области образовывали систему проливов, поставлявших воды эпиконтинентального морского бассейна Русской платформы в солеродные лагуны Донбасса.

Приведенные выше данные об условиях распространения высококачественных соляных пластов в Бахмутской котловине позволяют считать, что в Донбассе имеются крупные прогнозные ресурсы этого вида сырья. Однако в зоне неглубокого залегания соленосной формации на восточном борту Бахмутской котловины, где сосредоточены основные горнодобывающие предприятия, ресурсы каменной соли весьма ограничены в связи с преобладанием здесь бессолевых сульфатно-карбонатных отложений, поэтому будущие перспективы роста соледобычи в регионе следует связать с развитием методов подземного выщелачивания соли.

Пласты каменной соли в составе краматорской свиты распространены только в синклиналильных структурах. На поднятиях разрезы краматорской свиты представлены пластами сульфатных и терригенных пород. Мнение о том, что эти разрезы представляют собой остов слаборастворимых пород свиты, сохранившийся после выщелачивания соляных пластов, во многих случаях подлежит пересмотру. Произведенное в последние годы детальное разбуривание юго-восточной части Краматорско-Часовярской синклинали показало, что соляные пласты краматорской свиты имеют тенденцию к выклиниванию на бортах положительных структур. При этом пласты сульфатных пород почти не изменяют своей мощности.

В скв. А—4671, расположенной на западном крыле указанной синклинали, зафиксирована минимальная в Донбассе полная мощность краматорской свиты, которая составляет 280 м. Почти двухкратное сокращение мощности свиты при переходе от отрицательной структуры к положительной происходит на расстоянии всего 2 км. Экстраполируя эту тенденцию выклинивания далее по восстанию, мы полу-

чаем границы распространения соляных пластов в области современного развития бессолевых разрезов свиты. Это означает, что сокращенные в мощности терригенно-сульфатные разрезы краматорской свиты здесь нельзя рассматривать как результат выщелачивания соляных пластов.

Каменная соль краматорской свиты характеризуется наличием переменного количества примеси красно-бурого терригенного материала. Практически нет ни одного пласта белой соли, который был бы выдержан по всему региону. Установлена общая закономерность увеличения содержания терригенного материала в южном направлении по мере приближения к основным его источникам и вблизи антиклинальных структур, представлявших собой палеоподнятия.

Калийные соли (сильвинит, карналлит), приуроченные к верхним частям краматорской свиты, имеют ограниченное распространение в синклинальных структурах. Конседиментационный характер последних подчеркивается распределением мощностей отложений отдельных горизонтов краматорской свиты, которые достигают максимума в центральных частях этих структур. Совместное рассмотрение изолиний концентрации К и изопахит нижнего продуктивного горизонта ($T_4—T_5$) в Краматорско-Часовярской синклинали показывает, что увеличение содержания КСI происходит по мере приближения к центральной части структуры, параллельно увеличению мощности горизонта. Таким образом, калийные соли образовались из межкристальной рапы в результате стока растворов в погружавшуюся часть солеродного бассейна, т.е. диагенетическим путем. Вкрапленные структуры калийных солей также указывают на их диагенетическое происхождение. Некоторые исследователи допускают возможность седиментационного происхождения отдельных линз калийных солей [Бобров и др., 1974].

Приуроченность залежей калийных солей к конседиментационным мульдам резко ограничивает их прогнозные ресурсы в регионе. Оконтуривание калийных залежей, произведенное в последнее время в Краматорско-Часовярской мульде, показало, что промышленные пласты сильвинитовых руд занимают лишь небольшую часть структуры. При общей площади около 900 км^2 , калийные залежи имеют размеры $38,5—83,7 \text{ км}^2$. Таким образом, выполненные ранее прогнозные оценки калийных солей [Корневский и др., 1968] нуждаются в значительной корректировке.

Анализ геологического развития структур северо-западной части Донбасса свидетельствует о том, что породы соленосной формации неоднократно выводились в зону гипергенеза. Гипергенное изменение пород формации заключалось в растворении каменной и калийных солей, гидратации и избирательном выщелачивании ангидрита, окислении закисного Fe в карбонатно-терригенных породах.

Процессы выщелачивания солей происходили сразу же после накопления формации и были связаны с дальнейшей эволюцией структурно-тектонического плана краматорского времени. Ранее заложенные положительные структуры продолжали свой подъем, скорости которого соответствовали скоростям выщелачивания пластов солей.

Судя по суммарной мощности выщелоченных пластов каменной соли с учетом поправки на их выклинивание, величина подъема структур достигала 200—300 м, т.е. не превышала величины подъема структур во время накопления соленосной формации. Подъем структур сопровождался размывом осадков только в их апикальных частях. Можно говорить о весьма ограниченном перерыве в осадконакоплении между краматорской и дроновской свитами. В этом случае становится понятной близость вещественного состава дроновской свиты и нижележащих свит нижней перми, а также палеотектонических планов их накопления, которые резко изменились в серебрянское время (ранний триас). Таким образом, дроновская свита как красноцветная терригенная формация является конечным членом позднепалеозойской аридной терригенно-галогенной мегаформации.

Гидратация ангидрита и избирательное выщелачивание гипса связаны в основном с предкайнозойским перерывом в осадконакоплении.

Современная глубина залегания пластов гипса колеблется в значительных пределах — 15—700 м, составляя в среднем 110—140 м. Гидратация ангидрита легче всего развивается в зонах просадок пород над выщелоченными пластами каменной соли, здесь же развивается скрытый карст, зачастую разбивающий пласт гипса на отдельные глыбы, не имеющие промышленной ценности. Поэтому основные прогнозные ресурсы гипса сосредоточены на восточном крыле Бахмутской котловины, где в составе соленосной формации отсутствовали пласты каменной соли.

ЛИТЕРАТУРА

Алымов Д.Ф., Данилевская В.А., Дысса Ф.М. и др. Пермские отложения. — В кн.: Закономерности угленакопления на территории Западного Донбасса. М.: Госгортехиздат, 1963, с. 109—112.

Бобров В.П., Корневский С.М., Хрущов Д.П. Галогенные формации нижней перми: Донбасс. — В кн.: Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев: Наук.думка, 1974, с. 101—114.

Бондаренко С.П. Новые данные о краматорской и дроновской свитах донецкой перми. — Геол. журн., 1963, т. 23, вып. 2, с. 42—49.

Грабянская Н.Н., Грабянский В.В., Эдельман А.М., Юдельсон А.А. Терригенно-красноцветная формация нижней перми Донецкого бассейна. — В кн.: Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев: Наук. думка, 1974, с. 85—94.

Коган В.Д. Шебелинское, Спиваковское и Балаклейское поднятия — нижнепермские конседиментационные структуры. — В кн.: Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1961, с. 214—221.

Корневский С.М., Бобров В.П., Супрунюк К.С., Хрущов Д.П. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. М., 1968. 240 с.

Шамеев М.И. К стратиграфии нижнепермских отложений Корюльского купола Донецкого бассейна. — Тр. Донец. политехн. ин-та, 1962, т. 64, вып. 4, с. 121—133.

С. М. ОБРОВЕЦ, Э. А. ВЫСОЦКИЙ, В. З. КИСЛИК

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕРХНЕФАМЕНСКОЙ ГАЛИТОВОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА ПО НЕСОЛЯНЫМ ПОРОДАМ

Обычно при изучении соленосных отложений в работах исследователей значительное внимание уделялось описанию собственно легкорастворимых солевых пород. В последние годы в связи с обнаружением в несоляных пластах ряда соленосных формаций залежей углеводородов возрос интерес к их изучению. Они составляют значительную часть разреза соленосных отложений и несут информацию о палеогеографических условиях — палеорельефе, глубинах бассейна источника континентального питания, фациальных обстановках. Особое значение реконструкции палеогеографических условий древних солеродных бассейнов придавал А. Л. Яншин [1977], который считал, что мы должны заново изучать палеогеографию бассейнов древнего соленакпления для того, чтобы создать ясное представление об этих не существующих в современную эпоху условиях хемогенной седиментации.

Следует отметить, что несоляные породы соленосных формаций Припятского прогиба на ряде площадей являются нефтесодержащими. Первый приток нефти в Белоруссии был получен в 1953 г. как раз из пачки терригенных пород в галитовой субформации на Ельской площади. Сейчас уже на ряде площадей (Ельская, Западно-Валавская, Давыдовская, Полесская, Южно-Валавская, Ново-Рудненская, Восточно-Выступовичская, Николаевская, Шатилковская, Тишковская и др.) в этих отложениях установлены обильные нефтепроявления и промышленные месторождения нефти. В этой связи возник интерес к выяснению литологии, условий формирования и коллекторских свойств несоляных пород соленосных формаций.

Верхнефаменная галитовая субформация широко распространена в пределах Припятского прогиба. Нижняя ее граница с подстилающими задонско-елецкими отложениями проводится по кровле глинисто-карбонатной пачки елецкого возраста, выделяемой в составе межсолевых отложений, или по подошве сульфатно-карбонатной пачки ("боричевские слои", по С. А. Кручеку [1975], которая уже включается в разрез рассматриваемой субформации. Верхняя граница с калиенской (глинисто-галитовой) субформацией в некоторой степени дискуссионна и различными исследователями проводится по-разному. Нами за эту границу принимается подошва репера ("тройного", по Ржанникову [1972]), который достаточно четко прослеживается на большей части территории прогиба.

Мощность галитовой субформации варьирует от 32—100 до 2000—3250 м, составляя в среднем 500—600 м. Значительные ее колебания обусловлены изменением строения разреза и проявлением соляной тектоники. Локальные зоны отсутствия соленосных отложений, выраженные в плане в виде узких, нередко извилистых полос, образо-

вались в результате отжатия каменной соли из глубоко погруженных межкупольных и синклинальных зон в соляные массивы.

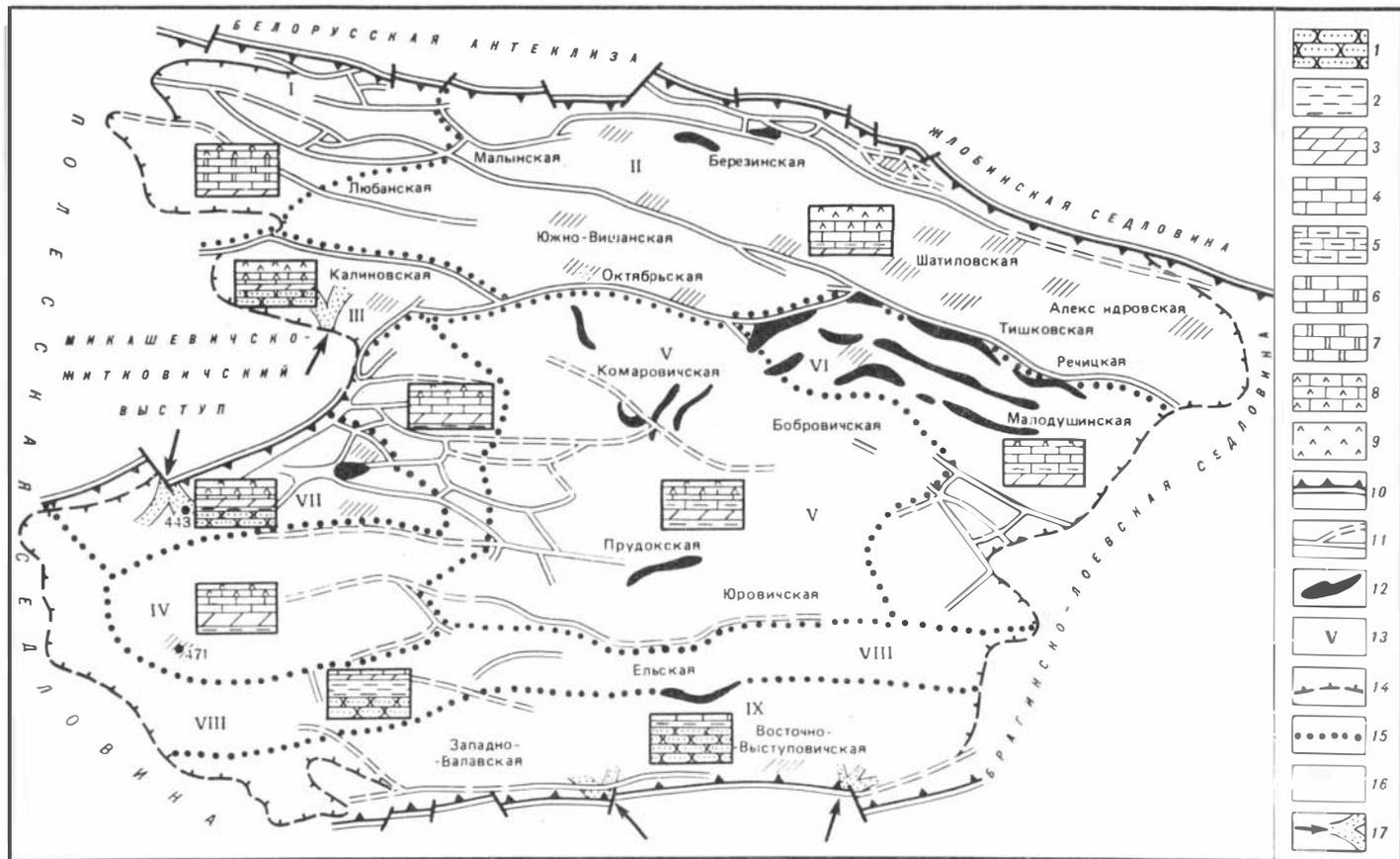
Кровля субформации залегает на глубинах от 365 (Первомайская скв. 1—Р) до 4715 м (Южно-Речицкая скв. 93—Р). На западе прогиба отмечается сравнительно высокое ее залегание (менее 2000 м). Внутреннее строение субформации в разрезах, не затронутых соляным тектогенезом, характеризуется чередованием пачек каменной соли и несоляных пород. Отличительная ее особенность — мощные пачки очень чистой каменной соли (до 100 м и более). В разрезе субформации выделяется семь ритмопачек, которые обозначаются римскими цифрами (снизу вверх) [Высоцкий и др., 1980]. В основании каждой из них залегает несоляная пачка или пласт, выше — пачка каменной соли.

Галитовая субформация в краевых частях фациально замещается отложениями другого типа. На северо-западе Старобинского месторождения разрез ее замещается доломито-ангидритовыми [Голубцов, Махнач, 1961], на крайнем севере прогиба (Березинская и другие площади) — глинисто-карбонатно-сульфатными, а на юго-западе центриклинального замыкания Припятского прогиба — глинисто-песчаными образованиями [Зингерман, Кедо, 1969]. На крайнем северо-востоке, в районах Шарпиловской площади галитовой субформации стратиграфически соответствует третья вулканогенная толща [Корзун, Махнач, 1977].

Состав пород, слагающих субформацию, разнообразный. Среди них преимущественным развитием пользуется каменная соль. На долю остальных пород приходится около 10—15%, в отдельных случаях — до 40% и более. Среди несоляных пород выделены сульфатные, карбонатные, глинистые, кластогенные, вулканогенно-осадочные породы, а также переходные разности. Характерна значительная изменчивость отложений не только по площади, но и по разрезу, отражающая фациальные переходы и изменения условий осадконакопления.

Литологическое изучение субформации с определением соотношения несоляных пород проводилось по скважинам, характеризующимся наиболее высоким выходом керна и с использованием промысловогеофизических данных. В результате исследований в пределах ареала распространения соленосных отложений выделены девять литологических полей (рис. 1). На карте отражен современный состав пород, суммарная мощность которых в разрезе принималась за 100%. Количественные их соотношения в пределах литологических полей показаны в виде полос различной высоты. Учитывались лишь те разности, содержание которых в разрезе составляет около 10% и более. Ниже приводятся описания литологических полей.

Поле I расположено на крайнем северо-западе Припятского прогиба. Основными породами здесь являются доломитизированные известняки реже известняки, доломиты, ангидриты и карбонатно-сульфатные породы. В единичных случаях отмечаются мергели, глины и песчаники. Доломиты часто кавернозные, нередко содержат богатую фауну брахиопод и пелеципод [Голубцов, Махнач, 1961]. Известняки биоморфные, также кавернозные, доломитизированные. Ангидриты массивные, темно-серые.



В северной части прогиба выделяется поле II (см. рис. 1) с высоким содержанием ангидритов и карбонатно-сульфатных пород, которые составляют соответственно 28—50 и 20—35%. Известняки пользуются меньшим распространением (19—20%). Доля их в разрезе возрастает на Крайнем Севере (Березинская площадь). На востоке (Озерщинская, Александровская, Восточно-Первомайская площади и др.) отмечаются глинистые известняки. На Речицкой площади появляются вулканогенно-осадочные породы, а также несколько увеличивается количество мергелей и глинистых известняков.

Карбонатные породы галитовой субформации (Вишанская, Давыдовская, Шатилковская, Кореневская и др. площади) отличаются своим преимущественно кальцитовым составом. Содержание доломита обычно до 20%. Наиболее широко распространены органогенные известняки — строматолитовые, онколитовые и биоморфно-детритовые. Хемогенные разности известняков отмечаются в гораздо меньшем количестве.

Строматолиты в соляных отложениях достаточно широко развиты [Уилсон, 1980]. В Припятском прогибе они впервые были встречены в районе Старобинского месторождения калийных солей в верхней части разреза галитовой субформации [Лупинович и др., 1968], а также отмечались [Махнач и др., 1976] в несоляных прослоях в крайних частях региона. Имеющиеся материалы позволяют предположить более широкое распространение строматолитов и установить некоторые закономерности их образования.

В разрезе субформации строматолитовые известняки отмечаются [Обруец и др., 1979] на нескольких уровнях и приурочены к несоляным пачкам, подстилающим II, III, IV, VII ритмопачки. Нами они наиболее детально изучены на площадях II литолого-фациального поля (Кормянской, Симоновичской, Южно-Вишанской, Тишковской и др.). В Южно-Вишанской скв. 23-Р в несоляной пачке, залегающей в основании III ритмопачки (глубина 2445,1—2503 м), встречены два прослоя строматолитовых известняков; мощность нижнего составляет 1,5, верхнего — 0,7 м. На Березинской, Тишковской, Шатилковской, Первомайской площадях строматолиты приурочены к мощной пачке (30—50 м), расположенной в верхней части галитовой субформации (V, VI ритмопачки). Строматолитсодержащая пачка сложена (рис. 2) в основном известняками, ангидритами и карбонатно-ангидритовыми породами, образовавшимися в процессе замещения карбонатов. В Предречинской синклинальной зоне карбонатные и карбонатно-сульфатные породы пачки (рис. 3) замещаются каменной солью, а в периферийных частях прогиба в пределах других литологических полей пачка сло-

Рис. 1. Карта литолого-фациального районирования галитовой субформации Припятского прогиба по несоляным породам

1 — алевриты и песчаники; 2 — глины; 3 — мергели; известняки: 4 — глинистые, 5 — массивные, 6 — доломитовые; 7 — доломиты; 8 — карбонатно-сульфатные породы; 9 — ангидриты; 10 — ограничивающие Припятский прогиб; 11 — внутри прогиба по межсолевым отложениям; 12 — зоны отсутствия отложений; 13 — номера литологических полей; границы: 14 — распространения каменной соли, 15 — литологических полей; 16 — участки развития органогенных построек; 17 — зоны выноса песчаного материала палеопотоками

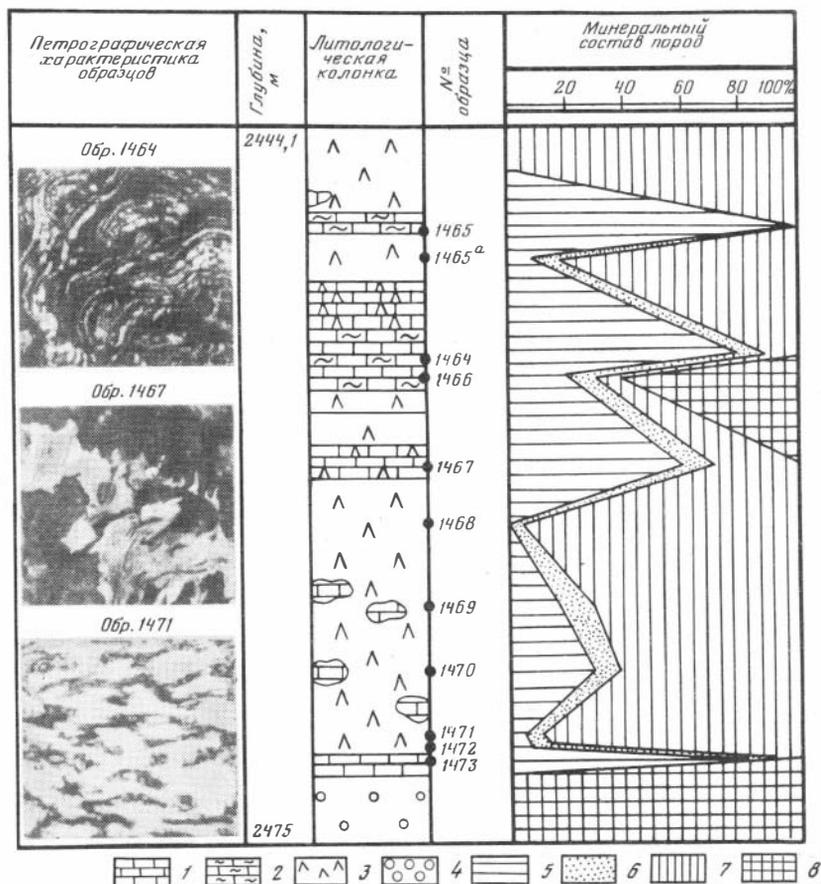


Рис. 2. Строение строматолитсодержащей пачки галитовой субформации

1 — известняк; 2 — строматолитовый известняк; 3 — ангидрит; 4 — каменная соль; 5 — кальцит; 6 — доломит; 7 — ангидрит; 8 — галит

жена терригенными породами глинисто-алевритового, алевро-песчаного состава.

Строматолиты, залегающие в VII ритмопачке, кроме района Старобинского месторождения, обнаружены на Кормянской, Чернинской и Симоновичской площадях, на Петриковском месторождении. Мощность строматолитсодержащей пачки (репер А) составляет 12—20 м. Сложена она сульфатными, карбонатно-сульфатными и карбонатными породами. Сульфатно- и карбонатно-сульфатные породы преимущественно седиментационные, слоистой текстуры. В разрезе пачки мощность прослоя строматолитового известняка — 1,5 м. На Кормянской, Чернинской и Симоновичской площадях они подстилаются и покрываются слоистыми сульфатными и карбонатно-сульфатными породами.

Состав строматолитов резко отличается от состава вмещающих пород и представлен в основном кальцитом, содержание которого колеблется от 80,4 до 99,3%, хотя нередко в других регионах [Жаркова, 1976; Серебряков, 1975] строматолиты представлены доломитом. В незначительных количествах присутствуют доломит (от 0 до 8,9%) и ангидрит (0,2—13,9%), в единичных образцах отмечается галит. Породы, вмещающие строматолитовые известняки, характеризуются высоким содержанием CaSO_4 (69,9—98,4%) и относительно низким количеством кальцита и доломита (соответственно 5,6—28,0 и 2,2—8,3%). Алюмосиликатный материал практически отсутствует.

Рассматриваемые строматолитовые известняки являлись мелководными наростами, пространственно связанными с возвышениями дна бассейна. Они образованы продуктами жизнедеятельности биocenозов низших водорослей при значительном участии механического и химического осаждения кальцита. Строматолиты приурочены в основном к краевым зонам позднефаменского солеродного бассейна, а во внутренних частях его — к локальным палеоподнятиям в пределах положительных структур II порядка, причем во время образования строматолитов на надразломных поднятиях и их склонах в зонах приразломных опусканий шло накопление каменной соли.

Некоторыми авторами [Маслов, 1960; Шмальц, 1972; Серебряков, 1975] отмечается, что строматолиты образуются в разных условиях солености, но наибольшее развитие имеют в ненормальносоленой воде. На основании вышеизложенных данных можно предположить, что в позднефаменском солеродном бассейне Припятского прогиба строматолиты сформировались в относительно широком диапазоне солености вод, допускающем осаждение как карбоната, так и сульфата Са.

Для карбонатно-сульфатного поля II характерны наиболее чистые ангидриты (CaSO_4 — 75—100%). В виде примеси отмечается кальцит (до 15%), глинистый, обломочный и аутигенный (кремнезем, пирит) материал. На ряде площадей северной и западной частей прогиба развита сульфатно-карбонатная ("переходная") пачка мощностью до 100 м [Кислик и др., 1971]. В пределах поля широко представлены постседиментационные ангидриты и карбонатно-сульфатные породы. Для них характерны пятнистые, линзовидно-желваковые, мозаичные и брекчиевые текстуры [Обровец, 1981]. Очень редко встречаются породы с седиментационными слоистыми текстурами.

Преобладание карбонатных (органогенных) и сульфатных (преимущественно вторичных) пород, невысокие содержания алевритового материала в мергелях свидетельствуют о незначительном привносе терригенного материала и преимущественно хемогенно-органогенном типе осадконакопления несоляных пород галитовой субформации в северной части Припятского прогиба.

Для поля III (см. рис. 1), примыкающего с севера к Микашевичско-Житковичскому выступу, характерно значительное содержание терригенных пород (до 37%). Остальная часть несолевых прослоев сложена ангидритами (30%), карбонатно-сульфатными породами (14%). Гораздо меньше известняков (10%) и мергелей (10%).

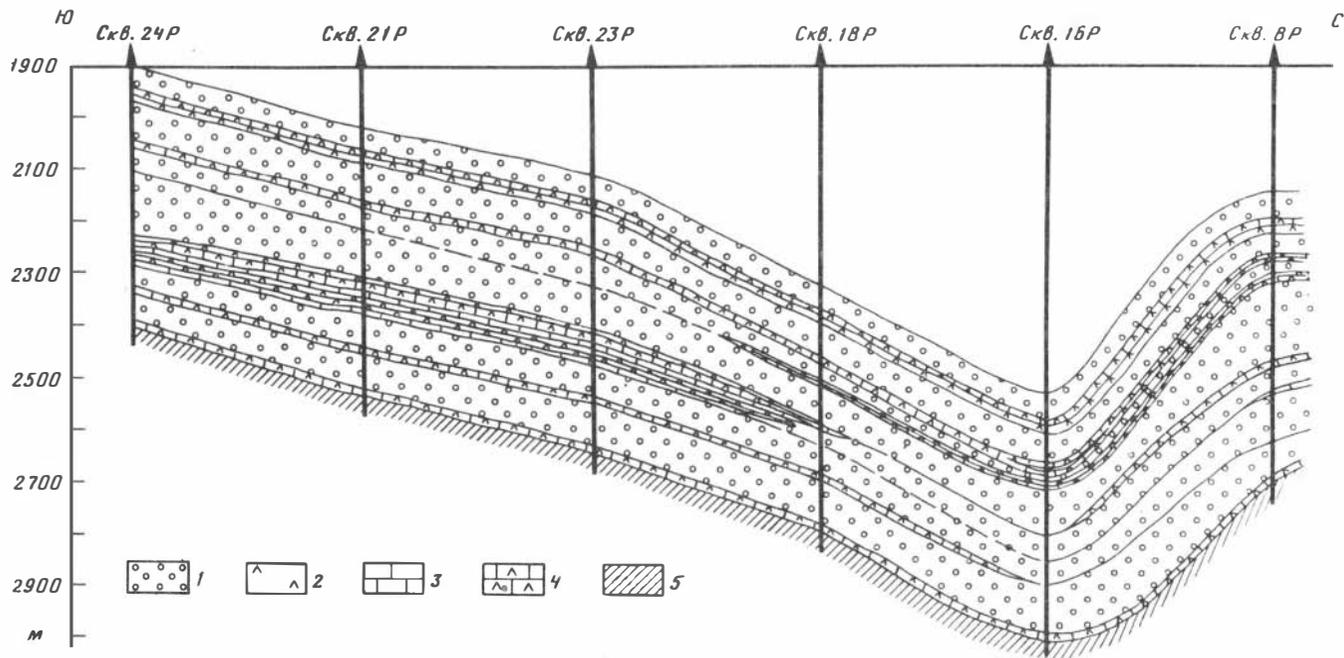


Рис. 3. Литологический профиль галитовой субформации через Южно-Вишанскую и Вишанскую площади
 1 — каменная соль; 2 — ангидрит; 3 — известняк; 4 — карбонатно-сульфатная порода; 5 — межсоловой комплекс

Терригенные породы представлены крупно- и среднезернистыми, хорошо отсортированными алевролитами кварцевого состава. Коэффициент кварцевости составляет 5—8. Минеральная ассоциация тяжелой фракции: лейкоксен-циркон-гранатовая. В алевролитах этого поля отмечаются наибольшие для аналогичных пород галитовой субформации содержания устойчивых минералов — турмалина и рутила. Цемент в алевролитах преимущественно карбонатный и галитовый, железненный, базального и коррозийного типа.

Алевритовый состав терригенных пород, чередование слоев и прослоев этих пород с прослоями карбонатных глин, мергелей и каменной соли позволяют сделать предположение об образовании пачек терригенно-хемогенных пород в лагунных условиях. Ангидриты и карбонатно-сульфатные породы имеют пятнистые, линзовидные и слоистые текстуры. Разности с пятнистыми текстурами приурочены к "переходной" пачке, где отмечаются также и органогенные (водорослевые и биоморфные) известняки. Слоистые ангидриты и карбонатно-сульфатные породы встречаются по всему разрезу субформации.

В центральной части прогиба выделяются три поля — IV, V, VI (см. рис. 1).

Поле IV характеризуется преобладанием известняков (36—37%) и мергелей (22—34%). Глинисто-карбонатные породы обычно серой, темно-серой, реже — почти черной окраски пользуются широким распространением. Текстуры глинистых пород преимущественно слоистая, тонкослоистая, линзовиднослоистая, реже — массивная и комковатая. В зависимости от различного соотношения глинистого и карбонатного материала выделяется большое разнообразие глинисто-карбонатных пород — от редко встречающихся чистых или известковистых и доломитистых глин через переходные разности к разнообразным мергелям. Специфическим для этих полей является присутствие битуминозных, аргиллитоподобных глин. Здесь отмечаются строматолитовые и биоморфные известняки. Совместно с ними встречаются ангидриты и карбонатно-сульфатные породы пятнистых текстур.

Поле V характеризуется возрастанием глинистости разреза, преобладанием мергелей (22—24%) и глин (22—33%). Увеличивается доля глинистых известняков. Отмеченные разности пород имеют слоистые и массивную текстуры.

В пределах **поля VI** количество чистых и глинистых известняков значительно возрастает. Также увеличивается доля ангидритов и карбонатно-сульфатных пород. Для этого поля характерно присутствие вулканогенных пород (до 5%). Известняки преимущественно биоморфно-детритовые, строматолитовые и онколитовые. Реже встречаются тонкозернистые чистые и глинистые известняки тонкослоистой текстуры. В них отмечается присутствие обломочного кварца и вторичного доломита. Ангидриты массивной и слоистой текстур.

Поле VII (см. рис. 1), прилегающее с юга к Микашевичско-Житковичскому выступу, характеризуется значительным количеством (30—32%) терригенных пород. Среди несоляных пород присутствуют глины и известняки до 10%, а также мергели — 20—30%. Ангидриты и карбонатно-сульфатные породы содержатся с близких количествах 13—15%.

Терригенные породы представлены алевритовыми песчаниками и мелкозернистыми, хорошо отсортированными (фракция 0,05—0,01 мм составляет 78—81%) алевролитами. Алевролиты и песчаники полевошпатово-кварцевого состава (коэффициент кварцевости составляет 2—3). Минеральная ассоциация тяжелой фракции — ильменит-лейкоксен-цирконовая. Глины и мергели массивной и тонкослоистой текстур. Карбонатно-сульфатным породам свойственны тонкослоистые, линзовиднослоистые текстуры. Карбонатно-сульфатные породы с линзовиднослоистыми текстурами содержат значительное количество органического вещества.

Образование многочисленных прослоев терригенных пород обусловлено поступлением кластогенного материала, приносимого в солеродный бассейн с южных склонов Микашевичско-Житковичского выступа. Высокая степень сортированности терригенного материала, незначительное содержание глинистого компонента, преобладание хемогенного цемента могут свидетельствовать о том, что источником кластогенного материала служили породы, претерпевшие не один цикл переотложения.

Вдоль южного борта Микашевичско-Житковичского выступа соленосные отложения галитовой субформации замещаются глинисто-песчаными [Зингерман, 1977]. Можно предположить, что поступавший кластический материал постоянно накапливался в основном в узкой прибрежной зоне и только во время наиболее мощного привноса формировались языки терригенных пород, проникавшие в глубь бассейна. Исходя из генетической интерпретации данных гранулометрического состава этих пород можно говорить о формировании их в лагунной спокойной обстановке. Вероятно, влияние временных палеопотоков с южных склонов Микашевичско-Житковичского выступа является унаследованным со времени образования более древних отложений межсолевой толщи. По данным некоторых исследователей [Девонская ..., 1981], на территории, примыкающей с юга к выступу, в результате деятельности палеорек и временных палеопотоков происходило образование баровых и авандельтовых отложений уже во время накопления осадков межсолевого комплекса.

В южной части Припятского прогиба выделяются VIII и IX поля с преобладающим содержанием кластогенных пород (см. рис. 1).

Близость источника сноса — Украинского кристаллического щита — обусловила формирование здесь глинисто-терригенного (поле VIII) и терригенного (поле IX) типов разреза. Среди несоляных пород преобладают терригенные, содержание которых в прибортовой зоне составляет 74—79%. К северу (поле VIII) количество их уменьшается до 43%, соответственно возрастает содержание глини и мергелей (40 и 10%). Сульфатные и карбонатные породы присутствуют в незначительном количестве (2—10%). Глины в этой части прогиба в основном алевритистые (содержание алевритовых фракций до 12%), отмечаются ангидриты и карбонатные породы слоистых текстур.

Терригенные породы приурочены в основном к нижней части разреза (I—IV ритмопачки). Они прослеживаются в виде пластов мощностью 1—8 м, а также образуют мощную пачку (25—70 м), содержание

кlastогенных пород в которой составляет 55—65%. В ней наблюдается переслаивание песчаников, алевритистых и алеврито-глинистых песчаников (мощность 0,9—4,6 м), глин и мергелей (0,2—3,0 м). Преобладает фракция 0,25—0,1 мм (46—64%). С юга на север в пределах полей VIII и IX количество фракций 0,5—0,25 мм уменьшается до 2—6%. Минеральный состав песчаников кварцевый (до 72—99%). Полевые шпаты составляют 1—28%. В терригенных породах поля IX отмечается максимальный коэффициент кварцевости — 18—25. Выделяются циркон-лейкоксеновая (Западно-Валавская) и ильменит-лейкоксенцирконовая (Ельская площадь) минеральные ассоциации.

Особо следует отметить, что, несмотря на преобладающее накопление кlastогенного материала, в южной части прогиба в отдельные отрезки времени формирования верхней части разреза возникли благоприятные условия для жизнедеятельности водорослей. В скважинах Восточно-Выступовичской и Липлянской площадей в верхней части разреза (VII ритмопачка) обнаружены столбчатые строматолиты, такие же как и в других частях Припятского прогиба. Некоторыми авторами описаны случаи нахождения строматолитов среди мощных терригенных пачек [Капустин, 1975].

Наибольший интерес в пределах IX поля в связи с полученным притоком нефти представляют терригенные породы нижней части разреза галитовой субформации, где выделяется терригенная "переходная" пачка мощностью 20—148 м. Зона максимальных мощностей этой пачки (80—148 м) протягивается в северо-восточном направлении полосой шириной 1,5—2,5 км вдоль разлома. Увеличение мощности "переходной" пачки происходит за счет песчаных пластов в нижней ее части. Это является важным диагностическим признаком для эрозивно-аккумулятивных (русовых, дельтовых фаций) песчаных тел. На значительной части площади, за пределами указанной зоны, мощность терригенного тела снижается до 20—40 м.

Морфологически "переходная" терригенная пачка представлена в виде единого терригенного тела и имеет форму покрова с максимальной мощностью в приразломной депрессии. Его изопахиты располагаются нормально границе распространения соленосных отложений.

Условия образования терригенного тела на Восточно-Выступовичской площади, вероятно, следующие. К началу формирования нижней части галитовой субформации разлом, отмечаемый между скважинами 7-Р и 8-Р, выразался в палеорельефе дна бассейна. Блок с расположенной на нем скв. 7-Р был приподнят, а севернее существовала приразломная синклиналь. И, как отмечают А. Яншин и Р.Г. Гарецкий [1960], если какой-нибудь участок (конседиментационная синклиналь или синклиальная зона) испытывает прогибание или опускание, более интенсивное, чем остальная территория, то в направлении к этому участку создается уклон поверхности, который и вызывает соскальзывание в этом направлении ближайшего потока.

В рассматриваемом случае в существовавшие зоны и были направлены относительно кратковременные палеопотоки. Массовый принос значительного количества кlastического материала привел к тому,

что потоки становились перегруженными им и происходило быстрое его осаждение после переноса на короткое расстояние. В дальнейшем кластогенный материал в результате волновой деятельности и действия различных течений был перенесен в глубь бассейна, а также и вдоль береговой линии. Под действием временных палеопотоков при впадении их в морской бассейн образовалось терригенное тело, сложенное разнотекстурными, плохо отсортированными слабокатаными песчаниками с содержанием песчаной фракции 70—83%, что свидетельствует о высокоэнергетической водной среде и значительной скорости водного потока. Как установлено [Булл, 1974], именно в засушливых зонах потоки характеризуются большим ресурсом и большей несущей способностью. Форма терригенного тела, литологический состав и изменение его по вертикали и латерали, а также колебания мощности свидетельствуют об образовании его в дельтовых условиях. Особенностью формирования дельтовых отложений в соленосных формациях Припятского прогиба является их местоположение в разрезе и по площади на границе с солевыми и нормальноморскими отложениями.

В мировой практике дельтовые фации всегда представляли особый интерес для поисков залежей нефти и газа. Как известно [Селли, 1980], наиболее продуктивной частью дельты являются пески, развитые по ее периферии и подвергавшиеся воздействию волн. В данном случае на ряде площадей прогиба интерес представляют зоны на склонах положительных структур высокого порядка, обращенные к береговой линии.

Проведенное литолого-фациальное районирование галитовой субформации по несолевым породам свидетельствует об унаследованности этими породами галитовой субформации состава межсолевого комплекса и позволяет выделить среди девяти литологических полей наиболее благоприятные для поисков нефтяных залежей: II (карбонатно-сульфатное), VIII (глинисто-терригенное) и IX (терригенное).

Выявленные закономерности размещения различных генетических типов несоляных пород и их пространственная связь со структурами разного порядка свидетельствуют о существовании структурного контроля литологических фаций в пределах солеродного бассейна, а также о сильной дифференциации палеорельефа позднефаменского солеродного бассейна Припятского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

Булл У. Выявление в стратиграфическом разрезе отложений пролювиальных конусов выноса. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974, с. 87—111.

Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Протасевич В.И. и др. Особенности строения и фациального замещения галитовой субформации в северо-западной части Припятского прогиба. — ДАН БССР, 1980, т. 24, N 1, с. 67—70.

Голубцов В.К., Махнач А.С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск: Изд-во АН БССР, 1961, 181 с.

Девонская межсолевая толща Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1981. 220 с.

Зингерман А.Я. Геологическое строение и литологические особенности верхнепро-

терозойских и палеозойских отложений прибортовых частей Туровской депрессии. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Вильнюс, 1977. 27 с.

Зингерман А.Я., Кедо Г.И. Одевонских и каменноугольных отложениях юго-западной части Припятской впадины. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1969, с. 217—240.

Капустин Ю.Л. Находка строматолитов в восточной Туве. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 6, с. 1414—1416.

Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Лупинович Ю.И. Особенности строения и состава верхней соленосной толщи Припятского прогиба. — ДАН БССР, 1971, т. 15, № 1, с. 54—56.

Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 162 с.

Кручек С.А. Нижнефаменские межсолевые отложения Припятского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск: БелНИГРИ, 1975. 30 с.

Лупинович Ю.И., Кислик В.З., Зеленцов И.И. Геологическое строение и условия формирования геологической формации Припятской впадины. — В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 7—28.

Маслов В.П. Строматолиты (их генезис, методы изучения, связь с фациями и геологическое строение на примере ордовика Сибирской платформы). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 85 с.

Махнач А.С., Кручек С.А., Голубцов В.К., Урьев И.И. О распространении органогенных построек в палеозойских отложениях Белоруссии. — В кн.: Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. М.: Недра, 1976, с. 171—179. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 194).

Обровец С.М. Сульфатные породы галогенных формаций Припятского прогиба. — В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения. Новосибирск: Наука, 1981, с. 98—106.

Обровец С.М., Высоцкий Э.А., Кислик В.З. Строматолиты верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба. — ДАН БССР, 1979, т. 23, № 9, с. 839—841.

Ржанников В.Е. Расчленение и сопоставление разрезов галитовой подтолщи фаменской соленосной толщи скважин северной части Припятской впадины. — ДАН БССР, 1972, т. 16, № 9, с. 827—830.

Селли Р.К. Дельтовые фаши и геология нефти и газа. — В кн.: Достижения в нефтяной геологии. М.: Недра, 1980, с. 201—227.

Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 175 с.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фаши в геологической истории. М.: Недра, 1980. 462 с.

Шмальц Р.Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов. — В кн.: Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 5—45.

Янишин А.Л. Основные проблемы соленакпления. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—15.

Янишин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методика изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 1, с. 115—319.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ О СОСТАВЕ ПОРОД КЕПРОКОВ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ

В Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) девонские отложения в нормальном залегании находятся на больших глубинах и в большинстве случаев недоступны изучению буровыми скважинами. Наиболее полно они исследованы в северо-западной, в меньшей степени — в центральной и практически неизученными они остаются в юго-восточной части региона. Сведения же о девонских отложениях, полученные геофизическими методами, малоинформативны. В связи с этим все геологические построения и палеореконструкции для центральной и юго-восточной частей ДДВ имеют схематический, а зачастую и гипотетический характер.

Тем не менее уже на современном этапе изучения региона можно получить прямые данные о вещественном составе девонских отложений не только на участках, освещенных бурением, но и по районам, где последние не вскрыты буровыми скважинами. Эти данные нами получены в результате анализа в основном макроскопического описания пород кепроков 25 структур с различным стратиграфическим уровнем залегания девонской соли, которые расположены в пределах ДДВ.

В морфологическом отношении кепроки представляют собой структурные образования, контролируемые в подошве ядрами соляных поднятий, а в кровле — вмещающими породами осадочного чехла. Они сложены мелко-средне- и крупнощелевыми брекчиями и образованиями афанитовой и яснозернистой структур, представленных терригенными, карбонатными, сульфатными и эффузивными литологическими разностями. Имеют место и глыбовые брекчии.

С генетической точки зрения кепроки — это комбинации продуктов подземного выщелачивания девонских соляных ядер и обломков пород тектонического происхождения, образованные при движении вверх соляными ядрами через разновозрастные вмещающие отложения.

Из генетических разновидностей только продукты подземного выщелачивания, представленные эффузивными, фаунистически охарактеризованными карбонатными породами и в большинстве случаев сульфатными образованиями, наиболее уверенно могут быть отнесены к отложениям девона.

Анализ данных по фаунистическим находкам [Назаренко, 1939; Питковська, 1940] и процентному отношению литологических разностей в кепроках (см. таблицу) в сравнении с нормальными разрезами девонских отложений [Бритченко и др., 1974; Галабуда и др., 1975; Галабуда, 1978] позволяет заключить, что более точный возраст нерастворимых остатков в кепроках соляных структур ДДВ определяется стратиграфическим диапазоном от верхнефранского подъяруса до фаменского яруса верхнего девона.

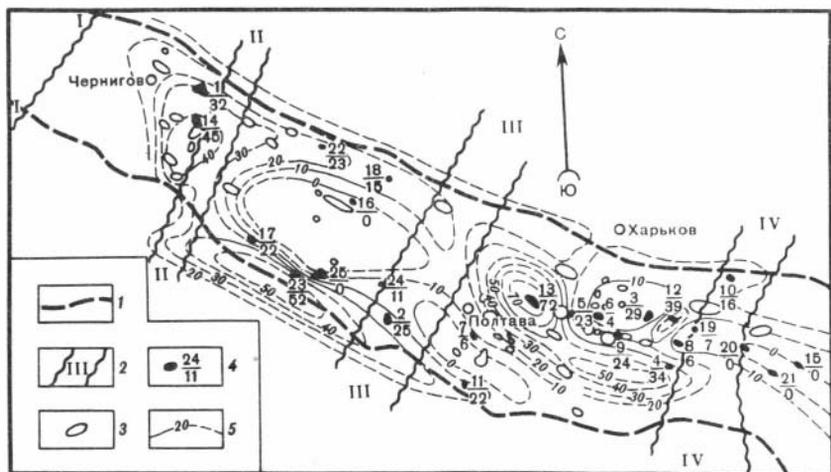
**Соотношение литологических разностей пород
в кепроках соляных структур Днепровско-Донецкой впадины, %**

Номер п/п.	Соляная структура	Литологические разности				
		Песчаники	Глины	Карбонаты	Сульфаты	Эффузивы
1	Холмская	—	47	21	32	—
2	Сагайдакская	12	29	34	25	—
3	Ефремовская	—	—	97	3	—
4	Краснопавловская	—	—	66	34	—
5	Крестищенская	12	28	37	23	—
6	Медведовская	2	46	48	4	—
7	Машевская	—	48	42	6	4
8	Беляевская	—	26	68	6	—
9	Павловская	10	39	27	24	—
10	Бригадировская	—	38	46	16	—
11	Новосенжарская	—	78	—	22	—
12	Алексеевская	14	14	33	39	—
13	Распашновская	18	10	—	72	—
14	Ивангородская	—	19	36	45	—
15	Адамовская	18	24	56	—	2
16	Краснознаменская	—	10	8	—	82
17	Яцино-Логовиковская	—	68	—	22	10
18	Синевская	—	64	—	15	21
19	Картамышская	10	80	3	7	—
20	Петровская	15	6	26	—	53
21	Новодмитриевская	19	14	67	—	—
22*	Роменская	—	33	25	23	19
23*	Солоницкая	4	31	10	52	3
24	Лейковская	—	30	28	11	31
25	Ромадановская	—	20	50	—	30

* Данные усреднены по нескольким скважинам.

Известно, что ДДВ в позднедевонское время представляла собой эвапоритовый бассейн, в котором шла садка сульфатных, карбонатных, галогенных и терригенных пород. В период активизации вулканической деятельности отлагались вулканогенные породы [Китык, Галабуда, 1975]. В нерастворимом остатке присутствуют все породы за исключением каменной соли. Из них только сульфатные и в меньшей степени карбонатные породы являются своеобразными индикаторами в изучении условий седиментации эвапоритового бассейна. Однако к карбонатным разностям необходимо подходить весьма осторожно, поскольку они могут образовываться дополнительно на стадии диагенеза осадков в результате метасоматических процессов. Поэтому на уровне макроскопического анализа кернового материала отделить первичные карбонаты от вторичных чрезвычайно трудно. Сульфатные породы в этом отношении являются более устойчивыми, и их в основном можно считать первичными.

На основании данных по количественному содержанию ангидритов и гипсов от общего объема рассматриваемых пород (см. таблицу)



Схематическая карта процентного содержания сульфатов в кепроках соляных структур Днепровско-Донецкой впадины

1 — границы грабена Днепровско-Донецкой впадины; 2 — древние поперечные тектонические поднятия (по Г. Н. Доленко и др., 1968 г., с дополнениями); 3 — контуры соляных структур; 4 — соляные структуры, в которых изучен вещественный состав кепроков: в числителе — порядковый номер соляной структуры, в знаменателе — содержание сульфатов в породах кепрока (в %); 5 — линии равных содержаний сульфатов, %; арабские цифры на рисунке — соляные структуры (см. таблицу); древние поперечные тектонические поднятия: I—I — Черниговское, II—II — Гмырянское, III—III — Лютенское; IV—IV — Харьковское

нами построена схематическая карта процентного содержания сульфатов, которая характеризует сульфатонасыщение верхнедевонских отложений в нормальном залегании Днепровско-Донецкого эвапоритового бассейна (рисунок). Эти данные нами интерпретированы в рамках классической схемы эвапоритообразования, согласно которой сульфатные породы наиболее интенсивно накапливаются на бортах депрессий и на подводных выступах, расположенных в пределах акватории солеродного бассейна. Очевидно, что чем выше степень сульфатонасыщения разреза изучаемого участка, тем он более приподнят относительно глубоководных частей бассейна.

По данным анализа представленной карты с учетом сведений по процентному содержанию литологических разностей кепроков соляных структур произведена реконструкция условий формирования верхнедевонских отложений в позднефранско-фаменское время.

В пределах осевой части Днепровско-Донецкого эвапоритового бассейна отмечаются аномальные зоны повышенного сульфатонасыщения в районах Ичнянской и Чутовско-Распашовско-Белуховской соляных структур. Такие же зоны наблюдаются в северной (от Холмской до Синевской структур) и южной (от Яцыно-Логовиковской до Новосенжарской структур и далее на юго-восток, до Харьковского поперечного поднятия) прибортовых зонах. Эти зоны были приподняты относительно глубоководных частей бассейна, и здесь в основном шла садка сульфатов.

Наряду с аномальными зонами повышенного сульфатонасыщения вырисовываются и участки с пониженным сульфатонасыщением, которые отмечаются в северной прибортовой зоне в полосе от Белоусовской до Бригадировской структуры и в приосевой части бассейна (район Медведовской, Ефремовской и Алексеевской структур). В пределах Лютенского, Харьковского и частично Гмырянского поперечных тектонических поднятий также зафиксировано пониженное сульфатонасыщение. Данные участки, в целом, вероятно, находились на еще более высоких батиметрических отметках, и в их пределах происходило накопление в основном карбонатных и терригенных осадков.

Полное отсутствие сульфатонасыщения отмечается на обширных территориях северо-западной (Кошелевская депрессия, Черниговское поперечное поднятие), центральной (Сребненская и Ждановская депрессии, Глинско-Розбышевский и Солоховско-Диканский антиклинальные поднятия) и юго-восточной (участок южнее Машевской структуры, а также полоса, проходящая через Волвенковскую, Петровскую и Великокамышевахскую структуры) частях эвапоритового бассейна. В пределах этих территорий формировались преимущественно соленосные и эффузивные породы.

Можно сделать определенные выводы относительно формирования отдельных участков ДДВ. В частности, повышенная сульфатонасыщенность разрезов в районах современного положения Ичнянской и Чутовско-Распашновско-Белуховской групп соляных структур, расположенных в осевой части впадины, свидетельствует о существовании здесь в позднефранско-фаменское время относительно приподнятых участков, которые конседиментационно развивались, вероятно, в результате роста соляных структур.

Несколько иное объяснение обстановок, обусловивших повышенную сульфатонасыщенность верхнедевонских отложений, мы даем по южной и северной прибортовым зонам впадины. Как было отмечено выше, эти зоны были расположены батиметрически выше депрессионных участков, в пределах которых шла садка в основном галита. Кроме того, обращает на себя внимание то обстоятельство, что в южной прибортовой зоне ДДВ рассматриваемая сульфатонасыщенность значительно выше, чем в пределах северной прибортовой зоны. Это объясняется в первую очередь характером циркуляции морских вод внутри Днепровско-Донецкого палеоводоёма, морфологией его дна и различным влиянием континентального стока с Воронежского и Украинского кристаллических массивов на химический состав вод паеобассейна.

Таким образом, использование данных вещественного состава кепроков соляных структур позволяет в пределах точности используемого метода восстановить некоторые условия формирования ДДВ в позднедевонское время на участках, не изученных бурением. В районах, в пределах которых бурением вскрыты девонские отложения, данный метод можно использовать как вспомогательный. При сопоставлении палеогеографических схем условий формирования ДДВ в позднедевонское время, выполненных по результатам бурения и геофизическим материалам [Бритченко и др., 1974; Галабуда и др., 1975; Га-

лабуда, 1978; Китык, Галабуда, 1975], с нашими данными наблюдается большое подобие, что свидетельствует об объективном характере предлагаемого метода.

ЛИТЕРАТУРА

Бритченко А.Д., Восанчук С.С., Галабуда Н.И. и др. Условия осадкообразования в франский век в Днепроовско-Донецкой впадине. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1974, вып. 39, с. 66—73.

Галабуда Н.И. Геологическое строение франской соленосной формации Днепроовско-Донецкой впадины. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 50, с. 59—68.

Галабуда Н.И., Сухорский Р.Ф., Бритченко А.Д., Фещенко Н.И. Нижнефаменские отложения Днепроовско-Донецкой впадины и условия их накопления. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 43, с. 52—59.

Китык В.И., Галабуда Н.И. Соленосные формации девона Днепроовско-Донецкой впадины и условия их образования. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 45, с. 14—23.

Назаренко Д.П. Находка морского верхнего девона в северо-западных окраинах Донбасса. — ДАН СССР, 1939, т. 23, N 4, с. 358—360.

Пітковська Ц.Н. До питання про походження брекчії Петровського купола. — Геол. журн., 1940, т. 7, вып. 3, с. 221—226.

УДК (550.3:552.53):681.3

Е.Г. СКОРНЯКОВА, С.Б. ФАЙНИЦКИЙ

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

Решение широкого круга задач как собственно "солевой геологии", так и поисков месторождений нефти и газа в регионах развития галогенных формаций требует комплексного подхода к интерпретации фактического материала. Такой подход подразумевает оперативную совместную обработку больших объемов разнородной геолого-геофизической информации, включающей в себя результаты петрографического изучения кернa, геофизических исследований скважин, материалов различных методов геофизической разведки и др.

Все это обуславливает необходимость автоматизации процесса обработки данных с помощью ЭВМ.

Использование имеющихся в отрасли автоматизированных обрабатывающих систем, как правило, малоэффективно в специфических условиях галогенной формации. Сама специфика прикладных задач, связанных с галогенными комплексами, а также такие особенности соленосных толщ, как крайне высокая скорость осадконакопления, подверженность пластическим деформациям, высокая растворимость, требуют разработки оригинальных алгоритмов и создания специализированной автоматизированной системы обработки информации, учитывающей особенности и закономерности рассматриваемого литологического комплекса. Такая система создана и функционирует.

Программное обеспечение системы оформлено в виде пакета прикладных программ (ППП) APOFIZ-2. Проблемы программы APOFIZ-2 реализуют решение задач по следующим основным направлениям:

— расчленение и корреляция галогенной части разрезов, выделение и распознавание литологических разностей по каротажным данным, проведение анализа мощностей и структурного анализа;

— изучение сейсмогеологических особенностей галогенных отложений, получение скоростной характеристики галогенной части разреза;

— построение плотностной модели галогенных отложений, оценка гравитационного эффекта от галогенного комплекса;

— поиск месторождений полезных ископаемых, генетически связанных с галогенными комплексами, использование в поисковых целях материалов разведочной геофизики.

Необходимым условием решения задач по всем указанным направлениям является реализация на ЭВМ следующих трех групп алгоритмов:

1. Ввод, состыковка различных кусков каротажных диаграмм, сбивка по глубине результатов различных методов каротажных исследований, приведение всех диаграмм к единому масштабу, оценка качества и корректировка каротажных кривых.

2. Весь комплекс статистических исследований, включающий определение характера распределения исходных выборок, реализацию вариационных, дисперсионных, корреляционных и регрессионных методов, а также подбор прогнозного уравнения и оценку его точности.

3. Расчленение и корреляция соленосных разрезов по промысловогеофизическим данным, распознавание литологических разностей галогенных отложений.

Наибольшие технические трудности представляет программная реализация первой группы алгоритмов, обеспечивающих предварительную обработку промысловогеофизических данных. Это связано с тем, что наложение достаточно жестких ограничений на качество каротажных диаграмм приводит к отбраковке большей части имеющихся материалов. При работе с реальными данными такая отбраковка часто приводит к существенным информационным потерям. Ослабление требования к качеству диаграмм в несколько раз усложняет программное обеспечение, что объясняется необходимостью выделения и анализа дефектов и учета их влияния на точность результатов на протяжении всей дальнейшей обработки. Указанные вопросы достаточно сложны и требуют специального обсуждения. Специфика данной работы не позволяет останавливаться на них подробно, заметим только, что, не претендуя на решение названных проблем для геологического разреза в целом, авторы, как им кажется, смогли найти удовлетворительное решение для специфических условий галогенной формации.

Алгоритмы, относящиеся к статистическим методам, являются стандартными и лишь в определенной степени адаптированными к специфике геолого-геофизических данных.

Что касается третьей группы алгоритмов, то они являются в некоторой степени оригинальными, также базирующимися на своеобразии галогенных толщ. Алгоритм расчленения и корреляции гало-

генного разреза описан в специальной работе [Скорнякова, Писаренко, 1981].

Пакет прикладных программ APOFIZ-2 построен таким образом, что все названные группы алгоритмов реализованы в виде программных модулей, непосредственно недоступных пользователю. Пользователю нет необходимости общаться со всей массой обрабатываемых модулей. Он имеет доступ лишь непосредственно к проблемным программам. Это объясняется следующим. При создании ППП авторы ориентировались на "неквалифицированного пользователя", т.е. на широкий круг геологов, не знакомых с программированием. Условием успешной эксплуатации любой программной системы указанной группой пользователей является высокая степень автоматизации, позволяющая обеспечить предельную простоту в обращении. При создании программных средств максимальная простота использования системы рассматривалась авторами как наиболее важное требование. В жертву этому требованию в определенной степени была принесена мобильность пакета, время работы отдельных модулей, а также простота программ, формирующих входные потоки и выходные документы.

Требуемая высокая степень автоматизации обеспечивается взаимодействием описываемого ППП с информационной базой геолого-геофизических данных VPADINA. Последняя функционирует в рамках СУБД¹ BANGEO [Кулагина и др., 1979]. Пакет прикладных программ APOFIZ-2 реализуется как программная система, управляющая программой которой ориентирована на взаимодействие с указанной БД.

Изложив всю предварительную информацию, перейдем теперь к краткому описанию задач, решаемых прикладными программами, представляемыми пользователю на данном этапе разработки ППП.

Программа DENMO (DENSITY MODEL) осуществляет расчленение галогенной части разреза на однородные пласты, производит распознавание их литологического состава и расчет объемной плотности пород выделенного пласта. Программа использует результаты промыслово-геофизических исследований и лабораторного изучения керна. При этом информационной основой алгоритма DENMO является каротажный материал. Минимальным комплексом промыслово-геофизических исследований, обеспечивающим работу DENMO, являются гамма-каротаж (ГК), нейтронный гамма-каротаж (НГК), акустический каротаж (АК) и кавернометрия. Результатам исследования керна отводится роль дополняющего, уточняющего, контролирующего фактора. Наличие данных лабораторных исследований не является обязательным условием функционирования программы. Тем не менее алгоритмом предусмотрена возможность учета результатов рентгеноструктурного, рентгеноминералогического и химического анализов, а также макро- и микролитологических описаний керна.

Первым этапом работы программы является выделение литологически однородного пласта. Признаком такого пласта служит от-

¹Система управления базой данных (БД).

носительная (в заданных рамках) стабильность в его пределах всех геофизических характеристик.

Затем осуществляется определение литологии выделенного пласта. Используемый в программе алгоритм распознавания литологии, строго говоря, не является вероятностным. Пласт идентифицируется однозначно по определенному набору значений параметров [Скорнякова, Писаренко, 1981]. При обнаружении пласта с непредусмотренным набором выдается сообщение: "Состав неясен". Состав пласта определяется с точностью до трех породообразующих минералов (состав примесей указывается при наличии kernового материала).

После того как литологический состав определен (или "неясен"), производится расчет объемной плотности пород выделенного пласта. Предварительно проводится статистическое сглаживание кривой ΔT АК для нейтрализации искажений записи, возникающих на границе сред с существенно различной плотностью [Скорнякова, Файницкий, 1979]. Точность получения $\rho_{об}$ в пласте при нормальном качестве каротажа — $0,02 \text{ г/см}^3$.

Следующий этап — расчленение разреза на пачки, границы которых могут быть заданы по усмотрению пользователя. Значение $\rho_{об}$ в выделенной пачке рассчитывается как средневзвешенное по мощности слагающих ее пластов. Аналогично определяется $\rho_{об}$ для галогенной толщи в целом.

Для оценки точности конечных результатов на протяжении всей работы программы выделяются участки разреза, точность расчетов в которых будет меньше объявленной. К таковым в галогенном комплексе относятся: а) пласты с крупными кавернами (типа пещер); б) участки тонкого переслаивания пород с резко различными плотностными свойствами (например, ангидритов и галитов); в) участки разрывов диаграмм и явного каротажного брака. Программой осуществляется нейтрализация указанных помех путем внесения статистических поправок к значению $\rho_{об}$. Когда для проведения соответствующей корректировки нет необходимых данных, на АЦПУ выдается соответствующее сообщение.

Программа PLOSK осуществляет оценку плотностных свойств галогенного разреза по данным сейсмокаротажа (СК). Такая возможность представляется на основе количественного выражения [Скорнякова, Бурунов, 1979] зависимости между плотностью среды и скоростью распространения в ней упругих колебаний. Для пород галогенного комплекса указанное соотношение получено в виде статистического уравнения, имеющего гиперболический характер. Оценка плотности может производиться с детальностью, соответствующей детальности сейсмокаротажных исследований, т.е. в относительно мощных пачках пород. Точность расчета $\rho_{об}$ по СК — $0,03 \text{ г/см}^3$. Такая точность достижима для достаточно "чистых" галогенных комплексов, содержание терригенных компонентов в которых не превышает 10%. При больших содержаниях терригенного материала программу использовать можно, однако точность расчетов будет соответственно уменьшаться при увеличении содержания терригенных

компонентов. Оценить степень потери точности можно априори, с помощью программы CLEAR.

Программа CLEAR является вспомогательной, позволяющей оценить применимость всех предлагаемых количественных методик к конкретному разрезу. Программа анализирует всю совокупность факторов, уменьшающих точность реализуемых методик, и дает заключение о целесообразности их применения в каждом конкретном случае.

Программа LABRO предназначена для сопоставления результатов лабораторных и каротажных определений плотности пород галогенного комплекса. Сравнение осуществляется с помощью статистических методов. Программа позволяет оценить представительность kernового материала для получения достоверной плотности характеристики разреза. С другой стороны, на стадии разработки методики получения плотностной характеристики по промысловогеофизическим данным с помощью LABRO можно осуществлять контроль надежности предлагаемой методики на основании сравнения с высокоточными лабораторными определениями $\rho_{об}$ при регулярно отобранном керне по контрольному разрезу.

Программа DENSEY обеспечивает построение карты латеральных изменений средней объемной плотности соленосных отложений для территорий со слоистыми, малодислоцированными соленосными толщами. Построение карты производится по результатам прогноза значений $\rho_{об}$. Прогноз осуществляется по фиксируемым геолого-геофизическим параметрам на основе полученных статистических закономерностей, связывающих эти параметры с $\rho_{об}$ [Скорнякова и др., 1983]. Исходными данными для прогнозирования могут являться совокупность структурных карт по кровле и подошве соленосных отложений и карты выхода выделяемых в галогенной толще ритмопачек на поверхность соляного зеркала (для определения стратиграфической полноты разреза в данной точке площади). Структурные карты могут быть заменены картой изопахит соленосной толщи. Другим вариантом реализации алгоритма DENSEY является осуществление прогноза непосредственно по материалам сейсморазведки по сетке сейсмопрофилей [Скорнякова и др., 1983].

Программа АК реализует задачу получения детальной скоростной характеристики соленосных отложений по данным промысловой геофизики. Для этого проводится расчленение разреза на литологически однородные пласты на основе диаграмм АК, ГК, НГК и кавернометрии. Затем производится расчет пластовой скорости в каждом выделенном пласте методом "накопленных квадратов" [Скорнякова, Файницкий, 1979] по кривой ΔT АК. Значения $V_{пл}$ в пределах выделяемых пачек и соленосной толщи в целом рассчитываются как средневзвешенное по мощности от скорости составляющих их пластов. Погрешность скоростной характеристики, получаемой по данной методике, составляет 1,2% по сравнению с результатами СК, или 70 м/с в абсолютном выражении. При этом детальность получаемой таким образом скоростной характеристики значительно выше, чем по данным СК. Разрешающая способность программы

при выделении разноскоростных пластов составляет 1 м. Факторы, снижающие точность расчетов, в данном случае те же, что при определении $\rho_{об}$ (см. программу DENMO).

Программа SEYGOR (сейсмический горизонт) призвана выявлять внутрисолевые поверхности раздела существенно разноскоростных сред. При этом значение скоростного порога может быть задано по желанию пользователя так же, как и предельно малая мощность пласта, способного повлиять на ход сейсмического луча. По умолчанию значение скоростного порога принимается равным 250 м/с, мощностного — 10 м. В результате работы программы выдаются глубины залегания всех поверхностей, которые могут явиться сейсмическими границами. Авторы не имеют основания утверждать, что выделенные внутрисолевые поверхности обязательно являются выраженными отражающими сейсмическими горизонтами. В задачу входило выделить все уровни, на которых при комплексе других благоприятных обстоятельств может возникнуть отражение, либо вообще какие-либо изменения в поведении сейсмических волн. Располагая результатами работы программы, можно с уверенностью утверждать, что никакие другие внутрисолевые поверхности не могут являться сколько-нибудь существенными сейсмическими границами.

Программа SKAK предназначена для сопоставления скоростной характеристики, полученной по данным СК и АК. Такое сравнение дает возможность корректировать положение нуля масштабной-линейки кривой ΔT АК в районах субгоризонтального залегания соленосных пород. Кроме того, известно, что во внутренних частях Прикаспийской впадины качество результатов СК вызывает сильные нарекания [Файницкий и др., 1978], во всяком случае, по галогенной части разреза. Это объясняется тем, что все наиболее распространенные модификации СК разработаны для условий субгоризонтального залегания пластов. В сложных сейсмогеологических условиях галогенного разреза внутренних частей впадины, где залегание пластов иногда близко к вертикальному, возникают серьезные ошибки при определении скорости по данным СК [Файницкий и др., 1978].

Результаты работы программы SKAK дают возможность выделять интервалы максимального расхождения результатов СК и АК и в каждом конкретном случае анализировать причину невязки.

Программа MOSOL реализует проведение комплексного анализа мощности в специфических условиях галогенной формации. Мощностной анализ проводится с использованием методов математической статистики. Программа MOSOL является многоцелевой, она позволяет:

- выяснить характер соотношения мощности различных галогенных ритмопачек;
- выяснять возможность прогноза мощности одних горизонтов по другим, получать прогнозные уравнения и оценивать их точность;
- проводить районирование территории по характеру мощностной изменчивости, выявлять зоны палеоподнятий и палеопрогибов [Писаренко и др., 1982];
- проводить районирование территории по фиксируемым вели-

чинам первично-седиментационной мощности, выявлять региональную изменчивость в условиях галогенного осадконакопления;

— анализировать влияние на мощность галогенного разреза процессов выщелачивания в прикровельной части, получать значения "коэффициентов полноты" [Скорнякова и др., 1983; Файницкий, Скорнякова, 1981], позволяющих учитывать стратиграфическую полноту разреза при всякого рода статистических исследованиях;

— выяснять соотношение мощности с учетом стратиграфической полноты разреза с величинами различных геофизических параметров ($V_{пл}$, $\rho_{об}$ и др.), подбирать уравнение прогноза одной величины по другим;

— выявить связь между изменениями мощности какой-либо части галогенного разреза и изменением состава слагающих ее пород, например, структурную приуроченность обогащения калийно-магневых пластов полезным компонентом и др. [Файницкий и др., 1982].

Некоторые из перечисленных функций MOSOL успешно использовались и в условиях других литофациальных комплексов.

Программа STRUSOL использует те же статистические методы, а следовательно, и те же вычислительные модули, что и MOSOL. Однако эта программа специализирована на проведение структурного анализа. Она используется для выяснения соотношения структурных планов и возможности прогноза нижележащих поверхностей по вышележащим. Кроме того, в функции программы входит оценка степени влияния на соотношение внутри- и внесолевых структурных планов различных региональных и локальных факторов.

Программа KMG (калийно-магневые соли) предназначена для предварительной оценки калие- и магниеносности соленосной части разреза. Для этого программой реализуется выделение в составе разреза калийсодержащих пластов. В основу выделения калийсодержащих пластов положена их естественная гамма-активность. Выделенный литологически однородный пласт с повышенной гамма-активностью тестируется с помощью других каротажных методов. Если все его остальные геофизические характеристики отличны от свойства какой-либо калийной соли, то пласт отбраковывается. При этом достоверность выделения продуктивных интервалов тем выше, чем полнее комплекс каротажных исследований, проведенных в данной скважине.

Программа осуществляет вычисление относительной радиоактивности выделенных пластов, а также расчет суммарной относительной мощности калийных пластов в разрезе.

Алгоритм оценки обогащенности галогенного разреза бишофитом — основной магниевой рудой — аналогичен. Однако в этом случае основой выделения продуктивных пластов служит кавернограмма.

Предлагаемый ППП-функционирует под управлением ДОС ЕС ЭВМ.

Результаты научных и методических работ, проведенных с использованием предлагаемого программного обеспечения, приведены в соответствующих публикациях [Писаренко и др., 1982; Скорнякова, Бурунков, 1979; Скорнякова, Файницкий, 1979; Скорнякова, Писаренко,

1981; Скорнякова и др., 1983; Файницкий и др., 1978, 1982; Файницкий, Скорнякова, 1981] и в большинстве своем опробованы в производственных условиях.

Из приведенного краткого описания назначения основных программных модулей ППП АРОФИЗ-2, предлагаемых пользователю, видно, что по широте охвата задач "солевой геологии" ППП является достаточно универсальным. Пакет обеспечивает проведение многоцелевой комплексной интерпретации всего объема имеющейся геолого-геофизической информации по галогенной толще на основе методик, реализация которых в принципе невозможна без ЭВМ. Использование ППП АРОФИЗ-2 можно считать целесообразным как на стадии проведения научных исследований, так и при использовании их результатов в производственных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

Кулагина Р.В., Демина О.А., Воробьев В.Я. Информационно-поисковая система БАНГЕО для обработки геологической информации на ЕС ЭВМ. — Тр.ВНИГНИ, 1979, вып. 211, с. 186—199.

Писаренко Ю.А., Файницкий С.Б., Скорнякова Е.Г., Никитин Ю.И. Использование особенностей строения галогенных отложений для прогнозирования перспектив нефтегазоносности подсолового комплекса в бортовой зоне Прикаспийской впадины. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 54—58.

Скорнякова Е.Г., Бурунков В.А. Получение плотностной характеристики соленосных отложений по промыслово-геофизическим данным. — В кн.: Геология — народному хозяйству: Межвуз. науч. сб. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1979, с. 105—111.

Скорнякова Е.Г., Бурунков В.А., Файницкий С.Б. Геологические основы и методика прогнозирования плотностной модели галогенной части разреза. — *Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья*, 1983, вып. 29, с.100—110.

Скорнякова Е.Г., Писаренко Ю.А. Автоматизация расчленения соленосных толщ на базе каротажных материалов. — *Геофиз. сб.*, 1981, N 4, с. 152—155.

Скорнякова Е.Г., Файницкий С.Б. Корректировка акустического каротажа и получение детальной скоростной характеристики соленосных отложений. — *Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья*, 1979, вып. 20, с. 152—158.

Файницкий С.Б., Скорнякова Е.Г. Возможности повышения эффективности сейсморазведки при поисках нефти и газа за счет выяснения характера изменения скорости в породах галогенной формации. — *Геофиз. сб.*, 1981, N 4, с. 43—49.

Файницкий С.Б., Скорнякова Е.Г., Бурунков В.А. Методика расчета значений пластовой скорости в условиях латеральной изменчивости скоростной характеристики пород соляных ядер куполов. — В кн.: Тез докл. Всесоюз. семинара "Латеральная изменчивость состава и физических свойств отложений и ее отражение в геофизических полях при поисках нефти и газа". Пермь, 1978, с. 60—62.

Файницкий С.Б., Скорнякова Е.Г., Бурунков В.А., Писаренко Ю.А. Возможности применения данных сейсмо- и гравитразведки для выяснения закономерностей размещения перспективных участков при поисках горно-химического сырья. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 153—155.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ (субформации) СРЕДНЕЙ АЗИИ

В палеозойских отложениях Средней Азии эвапоритовые породы распространены далеко не повсеместно. Они характерны для разрезов девона, карбона и перми отдельных районов Тянь-Шаня и Памира и пока не известны в других частях региона. Формирование галогенных образований происходило либо на фоне обширно протекавшего молассобразования, либо в ходе накопления карбонатных, терригенных, вулканогенно-осадочных или карбонатно-терригенных формаций, о чем можно судить по залеганию толщ эвапоритов среди соответствующих формаций.

Совокупность имеющегося материала позволила выделить в пределах восточной части региона ряд галогенных формаций и субформаций палеозойского возраста: живетско-франскую сульфатоносную субформацию молассовой формации Чаткальского прогиба, фаменские сульфатоносные субформации карбонатных формаций Чаткальской и Кавакской складчатых зон, верхнетурнейскую сульфатоносную субформацию карбонатной формации Джамандаванской складчатой зоны, средневизейские сульфатоносные формации Кокийримского и Джетымтауского прогибов, верхневизейско-нижебашкирские соленосные субформации карбонатно-терригенной формации Сонкульского и Балыктинского эпикаледонских прогибов, верхненамюрско-нижебашкирскую соленосную субформацию молассовой формации Тюпского прогиба, оренбургские сульфатоносные галогенные формации Джамандаванской и Кавакской складчатых зон, нижнепермскую сульфатоносную галогенную субформацию вулканогенно-осадочной формации Чаткало-Кураминской складчатой зоны и верхнепермскую соленосную галогенную субформацию карбонатно-терригенной формации зоны Дарваза (таблица). В этом перечне только три субформации являются соленосными: верхневизейско-нижебашкирская в Сонкульском и Балыктинском эпикаледонских прогибах, верхненамюрско-нижебашкирская в Тюпском эпикаледонском прогибе и верхнепермская — в зоне Дарваза. Остальные галогенные формации (субформации) могут в настоящее время считаться сульфатоносными, поскольку в их составе пока не определено участие соляных пород.

Выявление галогенных формаций проводилось на основании более расширенного определения этого понятия, сформулированного во ВНИИгеолнеруде. Под "галогенной субформацией" подразумевался комплекс парагенетически связанных галогенных и других хемогенных, а также терригенно-хемогенных, терригенных и органических пород, образовавшихся в менее широко изменявшихся условиях, чем формация, имеющих меньшие площади распространения, мощность и продолжительность накопления (от части века до одного века). Это позволило субформации рассматривать в качестве составных частей развитых

Характеристика палеозойских галогенных формаций (субформаций) Средней Азии

Наименование	Возраст	Основные типы пород	Положение в вертикальном разрезе	
			подстилающие отложения	перекрывающие отложения
Сульфатонесная субформация молассовой формации Чаткальского прогиба	Средний-поздний девон (живет-фран)	Огипсованные песчаники, доломиты, гипсы, ангидриты, 300—800	Красноцветные гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, доломиты, известняки (средний девон, эйфельский ярус), 300—800	Красноцветные или пестроцветные песчаники, алевролиты, глины, доломиты, известняки, 500
Сульфатонесные субформации карбонатной формации Чаткальской и Каваской складчатых зон	Поздний девон (фамен)	Гипсы, огипсованные известняки, глинистые сланцы, 300—330	Известняки, доломиты, до 600	Известняки, доломиты, до 600
Сульфатонесная субформация карбонатной формации Джамандаванской складчатой зоны	Ранний карбон (поздний турне)	Известняки с прослоями и линзами гипсов, глинистых сланцев, известняковых конгломератов, 100—1000	Известняки (нижний турне), 100—400	Известняки, доломиты, кремни, (нижний-средний визе), 500—2000
Сульфатонесные формации Кокийримского и Джетымтауского прогибов	Ранний карбон (средний визе)	Каракинская свита: известняки с прослоями и линзами гипсов, 700—800	Терригенные красноцветы (эйфель-живет), 500—700 терригенно-карбонатный комплекс (верхний девон—нижний карбон), 0—500	Не известны
Соленосные субформации карбонатно-терригенной формации Сонкульского и Балыктинского эпикаледонских прогибов	Ранний карбон (поздний визе—ранняя половина башкирского века)	Верхняя подсвита дунгруминской свиты: красноцветные песчаники и алевролиты с прослоями гипсов и каменной соли (верхний визе), 120—500 карачаулинская свита: алевролиты	Красноцветные терригенные отложения	Карбонатно-терригенная красноцветная моласса (средний-верхний карбон), 600—2300

Таблица (окончание)

Наименование	Возраст	Основные типы пород	Положение в вертикальном разрезе	
			подстилающие отложения	перекрывающие отложения
Соленосные субформации карбонатно-терригенной формации Сонкульского и Балыктинского эпикаледонских прогибов	Ранний карбон (поздний визе-ранняя половина башкирского века)	и песчаники с прослоями гипсов, каменной соли и известняков (намюр), 80—800 верхняя подсвита актайлякской свиты: переслаивание пестроцветных сланцев, песчаников, конгломератов. В кровле — гипсы и ангидриты (низы башкирского яруса), 100—800		
Соленосная субформация молассовой формации Тюпского прогиба	Ранний средний карбон (поздний намюр — ранняя половина башкирского века)	Гипсоносная свита: доломитизированные известняки, мергели, гипсы, ангидриты, каменная соль, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (верхний намюр), 200—500 тюпская свита: красные и пестроцветные мелкогалечные конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники, глинистые сланцы с прослоями известняков и гипсов (низы башкирского яруса), 0—350 чааркудукская свита: песчаники, глины, алевролиты, мергели, гипсы, известняки (верхи нижней половины башкирского яруса), 40—500	Терригенно-карбонатная красноцветная моласса (верхний визе-намюр), 500—1500	Карбонатно-терригенная красноцветная и пестроцветная моласса (средний-верхний карбон), 600—2300
Сульфатоносные галогенные формации Джамандаванской и Кавакской складчатых зон	Поздний карбон (оренбургский век)	Верхняя часть коджагульской свиты: полимиктовые песчаники с прослоями глинистых и битуминозных известняков и гипсов, до 200	Мингбугинская свита: известняковые конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов	Акбеитские слои: туфо-песчаники, туфоконгломераты, 0—300

			(гжельский ярус), 20—500 нижняя часть коджагульской свиты: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и известняки (гжельский ярус, верхи учбулакского горизонта), 200—500	
Сульфатонесущая галогенная субформация вулканогенно-осадочной формации Чаткало-Кураминской складчатой зоны	Ранняя пермь (карачатырский горизонт)	Нижняя часть шурабсайской свиты: конгломераты, песчаники, линзы известняков и гипсов, глинистые сланцы, 560	Гранитоиды (нижний карбон)	Верхняя часть шурабсайской свиты: порфириды, лавобрекчи, туфы, туфоконгломераты, 1300
Соленосная галогенная субформация карбонатно-терригенной формации зоны Дарваза	Поздняя пермь (памирский горизонт)	Шакарсевская свита: глины и песчаники с прослоями известняков, гипсов и каменной соли, 300—400	Иолихарская свита: красноцветные терригенные породы или размытая поверхность диоритов и габбро-диоритов, прорывающих свиту (верхняя пермь), 250—2300	Чапсайская свита: песчаники с прослоями и линзами известковистых туфов, алевролитов, известняков и порфиритов, 1000

Примечание: Цифры — мощность, м.

в регионе формаций (молассовой, карбонатной, вулканогенно-осадочной и др.).

Постоянным членом всех галогенных формаций являются гипсо-ангидритовые породы. Гипсовые разности, встречаемые на дневной поверхности, как правило, на глубине сменяются ангидритовыми и, скорее всего, являются продуктами гидратации последних. Сульфатные образования наблюдаются в виде прожилков, линз, самостоятельных слоев и толщ и достигают максимальной мощности 150 м. В соленосных галогенных формациях наряду с гипсо-ангидритовыми отмечаются галитовые породы, представленные прослоями или линзовидными пластами мощностью, как правило, до 10 м. Вмещающими для них служат преимущественно терригенные отложения, среди которых иногда присутствуют прослои карбонатных (известняки и доломиты). Максимальной мощности пласты каменной соли достигают в разрезе верхнего намюра в Тюпском эпикаледонском прогибе. Одной из разведочных скважин (N 49) здесь в 1956 г. Е.И. Малым и другими в районе Джергаланской группы свинцовых месторождений в составе гипсоносной свиты верхнего намюра вскрыт мощный (до 90 м) пласт светло-серой мелкокристаллической каменной соли, в которой заключены прослойки серовато-розовой соли, известняка, алевролита и глин. По материалам О.И. Карася и других исследователей, внутри Нарынской впадины Челоккоинской скв. 6 в интервале глубин 2906—3150 м в составе предположительно башкирского яруса вскрыта толща с шестью пластами каменной соли [Жарков, 1978]. Последняя установлена по каротажу, кавернограмме и керну. Вмещающими для каменной соли являются в нижних частях разреза терригенные породы и ангидриты, а в верхних частях — известняки и ангидриты. Кровлей разреза служит мощная толща эффузивов (интервал глубин 2308—2906 м). Помимо галитовых, другие соляные породы в палеозойских формациях пока не известны.

Сложная тектоническая нарушенность региона и, как ее следствие, блочное строение палеозойского структурного этажа обуславливают разобщенность выходов, фрагментарность разрезов и в отдельных случаях глубинное залегание галогенных формаций и субформаций. Поэтому границы распространения последних могут быть установлены пока лишь ориентировочно. Наибольшей пространственной протяженностью и продолжительностью процесса эвапоритовой седиментации характеризуется группа верхневизейско-нижнебашкирских соленосных и сульфатоносных субформаций, протягивающихся севернее и южнее вдоль важнейшей структурной линии Тянь-Шаня ("линии Николаева"), разграничивающей складчатые сооружения Северного и Среднего Тянь-Шаня. Девонские и пермские галогенные субформации отличаются более локальным распространением, однако по продолжительности галогенного процесса первые не уступают каменноугольным.

ЛИТЕРАТУРА

Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.

И.Н. КОМИССАРОВА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДРЕВНЕГО И СОВРЕМЕННОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИКАСПИЙКОЙ ВПАДИНЫ

Прикаспийская впадина, располагающаяся в краевой юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и занимающая площадь около 600 тыс.км², является нефтегазоносной провинцией и областью большого развития ископаемых солей (хлоридных и сульфатных солей Na, K, Mg). Наряду с открытыми месторождениями нефти, газа, конденсата и калийно-магниевого солей недр Прикаспийской впадины содержат большие потенциальные ресурсы этого важного в народном хозяйстве минерального сырья.

Наличие мощного осадочного чехла, достигающего по геофизическим данным в центральной части впадины 18—22 км, а в его составе — соленосных образований, занимающих промежуточное положение в стратиграфическом разрезе и претерпевших изменение первоначальных структурных условий залегания (соляной тектогенез), создает значительные трудности в расшифровке глубинного строения этого региона.

Комплексное освоение полезных ископаемых Прикаспийской впадины дает возможность на основе анализа большого объема геолого-геофизического материала более детально подойти к решению ряда геологических вопросов, направленных на дальнейшее повышение эффективности поисково-разведочных работ на этой территории. До сих пор нет четкого представления об условиях формирования пермской соленосной толщи. Уточнение этого вопроса в первую очередь связано с изучением строения подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины, поверхность которого прослеживается на глубинах от 1 км до 9,5—10 км (рис. 1).

В предшествующей соленакплению позднепротерозойско-палеозойской истории развития Прикаспийской впадины намечаются три этапа, существенно отличающиеся друг от друга [Яншин и др., 1978]: 1) авлакогенный (рифейско-вендский, возможно, раннепалеозойский), когда произошло заложение системы авлакогенов, приведшее к формированию в зоне их сочленения Центрально-Прикаспийской депрессии; 2) эпиконтинентальный (досреднедевонский), в течение которого происходило преимущественно терригенное осадконакопление в эпиконтинентальном платформенном бассейне; 3) глубоководный (среднедевонско-артинский), на протяжении которого Прикаспийская впадина испытала несколько кратковременных интенсивных опусканий.

Данные по литологическому составу и структуре залегания нижнепермских подсолевых отложений дают возможность сделать вывод о том, что раннепермский морской бассейн, занимавший юго-восточную часть Восточно-Европейской платформы, в пределах Прикаспийской впадины являлся глубоководным [Кирюхин и др., 1979, 1982]. В краевой западной и северной частях впадины надверейский

карбонатный бортовой уступ впадины по поверхности подсолевой нижней перми определяет перепад глубин морского бассейна к началу соленакопления в 1000—1500 м. Здесь происходит замещение московско-нижнепермских шельфовых карбонатных отложений мощностью до 1 км маломощными (до нескольких сотен метров) глубоководными глинисто-кремнисто-карбонатными осадками. В восточной и юго-восточной частях впадины в раннепермское время за счет привноса терригенного материала со стороны Уральской складчатой системы формировался обширный аккумулятивный склон, в пределах которого палеобассейн характеризовался постепенным увеличением глубины. В центральной его части, отвечающей в структуре впадины наиболее прогнутой Центрально-Прикаспийской зоне с залеганием поверхности подсолевых отложений на 8—10 км, глубина бассейна, очевидно, достигала нескольких километров.

Материалы глубокого разведочного бурения на Карачаганакской площади, расположенной в северо-восточной внутренней прибортовой зоне впадины, подтверждают глубоководный характер Прикаспийского солеродного палеобассейна. Здесь выявлен Карачаганакский рифовый массив каменноугольно-нижнепермского (ассельско-артинского) возраста размером 9 × 18 км и амплитудой более 1600 м, с которым связано открытие одноименного нефтегазоконденсатного месторождения (рис. 2).

Рифовый массив осложняет сводовую часть крупной структуры подсолевого палеозоя — Карачаганакско-Кобландинский мегавал. Сопряженным структурным элементом мегавала и бортового уступа впадины является Аксайский прогиб, где наличие маломощных (100—150 м) подсолевых нижнепермских отложений свидетельствует о глубоководном режиме к началу соленакопления. Судя по соотношению мощностей докунгурских отложений нижней перми, слагающих Карачаганакскую рифовую постройку и выполняющих Аксайский прогиб (800—900 м и 100—150 м) и соответственно каменноугольных образований (800 и 300 м — по сейсмическим данным), глубина бассейна к началу соленакопления в пределах Аксайского прогиба была не менее 1200—1300 м. С южной стороны Карачаганакско-Кобландинского мегавала глубина палеобассейна, учитывая общее погружение впадины, была, очевидно, несколько большей — 1500—1600 м.

Развитие в пределах впадины крупных структурных элементов подсолевого палеозоя (сводов, мегавалов, валов, поднятий), осложненных каменноугольно-нижнепермскими рифовыми массивами и более мелки-

Рис. 1. Схематическая карта мощности пермской соляной толщи Прикаспийской впадины (в условиях начального пластового залегания)

Границы Прикаспийской впадины: 1 — бортовой уступ, 2 — краевые швы; изопахиты соленосной толщи, м: 3 — установленные, 4 — предполагаемые; 5 — районы отсутствия соленосных отложений; 6 — изогипсы поверхности подсолевых отложений, км; крупные структурные элементы подсолевого палеозоя: 7 — своды, мегавалы (I — Карачаганакско-Кобландинский, II — Енбекский, III — Жаркамьский, IV — Кзылджарский, V — Биикжалский, VI — Южно-Эмбенский, VII — Северо-Каспийский, VIII — Астраханский, IX — Каракульско-Беркультский, X — Ахтубинско-Палласовский, XI — Алтатинско-Деркульский), 8 — валы и поднятия; 9 — Карачаганакский рифовый массив; 10 — наиболее крупные соляные купола

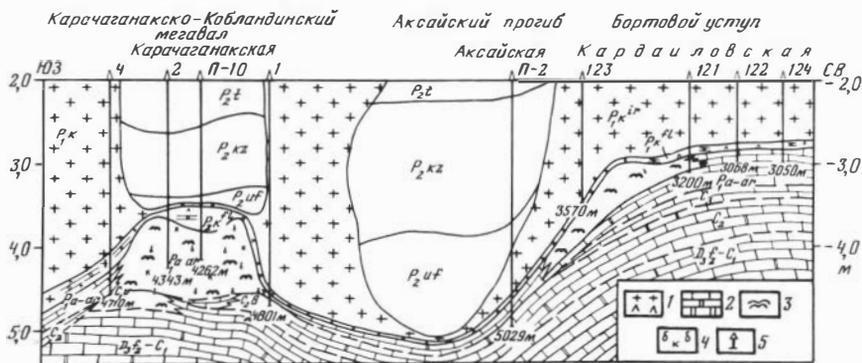


Рис. 2. Геологический профиль по линии Карачагинская—Карадайловская площади
Литолого-фациальные типы пород: 1 — соленосные, 2 — карбонатные, 3 — рифовые; 4 — нефтегазо-конденсатная залежь; 5 — глубокие разведочные и параметрические скважины

ми рифогенными постройками, предполагается вдоль всего северного и западного бортового уступа (см. рис. 1). На востоке и юго-востоке впадины установлено и предполагается широкое развитие рифовых структур каменноугольного возраста. В асельско-артинское время большой привнос сюда терригенного материала с уральской суши препятствовал созданию условий жизни рифостроителей; происходило выравнивание каменноугольного рельефа и формирование, как было отмечено, обширного аккумулятивного склона впадины.

К концу артинского века аридная климатическая обстановка вызвала устойчивое прогрессивное осолонение морского бассейна. Кунгурский век явился временем интенсивного соленакопления в условиях унаследованного прогибания Прикаспийской впадины. За сравнительно короткое время глубоководный бассейн был компенсирован мощной толщей соленосных образований преимущественно галогенного состава (каменная соль)¹. Этапам активизации отрицательных тектонических движений в разрезе соленосной толщи отвечают пласты и пакки сульфатных пород (преимущественно ангидритов). Это связано с общим снижением солености бассейна в результате подтока более опресненных вод со стороны Предуральяского краевого прогиба, через который осуществлялась связь Прикаспийского эпиконтинентального моря с открытым морем на севере, занимавшим Печорскую впадину. В завершающую стадию галогенеза в условиях мелководного режима бассейна и, очевидно, его разобщенности на систему сообщающихся и изолированных водоемов произошла садка высокорастворимых калийно-магниевых солей. Накопление их приурочено к погруженным участкам бассейна, в большинстве унаследованных в своем развитии от структуры подсолевого палеозоя.

Котловина раннепермского морского бассейна в современных границах Прикаспийской впадины (см. рис. 1) была, таким образом,

¹Возможность соленакопления и характер этого процесса в условиях глубоководных бассейнов отражены в работе А.Л. Яшина [1961].

асимметричной. Северный и западный склоны были крутыми, восточный и южный — пологими. Наиболее глубоководная (3—4 км) центральная зона располагалась в западной половине бассейна. Строение котловины и соответственно изменение глубины бассейна определили распределение мощностей соленосных отложений. Следует учитывать и амплитуду унаследованного прогибания Прикаспийской впадины в кунгурский век, продолжительность которого составляла около 10 млн. лет (по седиментационной шкале абсолютной геохронологии). При скорости опускания 0,1—0,15 мм/год (исходя из средних величин опусканий подвижных областей в современную эпоху) она составляла 1000—1500 м. Мощность соленосных отложений в пределах впадины можно оценить величиной 1000—5500 м (см. рис. 1). Такая же оценка мощности соленосной толщи Прикаспийской впадины в условиях ее начального пластового залегания дана рядом исследователей на основе различных методических приемов подсчета [Горфункель, Слепакова, 1970; Карпенко, 1981; Турков, Шудабаев, 1981; и др.].

Таким образом, с кунгурским веком следует связывать четвертый этап позднепротерозойско-палеозойской истории развития Прикаспийской впадины — компенсационный.

Наиболее детально нижнепермские соленосные отложения изучены на территории северного и западного обрамлений впадины. На ряде площадей скважинами они полностью пройдены в краевых ее частях — в районах проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ (с глубиной залегания подсолевых отложений до 5 км). По особенностям литологического строения разреза соленосная толща разделена на филипповский (мощностью до нескольких сот метров) и иреньский (мощностью до нескольких километров) горизонты. Нижний, филипповский горизонт в западном и северном обрамлении впадины и прилегающих внутренних ее районах сложен карбонатно-сульфатными породами, на востоке и юго-востоке в большом количестве присутствуют терригенные разности. Верхний, иреньский горизонт повсеместно сложен преимущественно каменной солью. Содержатся прослои и пачки ангидритов, калийно-магниевых солей, терригенных пород. Последние в значительном количестве развиты в краевых восточных и юго-восточных районах впадины.

Подстилающий соленосную толщу нижнепермский разрез представлен карбонатными отложениями, накопление которых происходило в морских условиях с нормальной соленостью вод. На востоке и юго-востоке впадины карбонатное осадконапление было "подавлено" поступлением в бассейн огромного количества терригенного материала с Уральской геосинклинали. Ассельско-артинские породы молассовой формации распространены также в юго-западной краевой части впадины в пределах узкой Каракульско-Беркультинской зоны поднятий. В направлении внутренних районов впадины (Астраханский свод) мощная терригенная толща постепенно замещается, как и на востоке и юго-востоке, глинисто-кремнисто-карбонатными глубоководными осадками.

В целом анализ распространения различных фациальных комплексов нижней перми дает наглядное представление о развитии галоген-

ного седиментогенеза на территории Северо-Каспийского бассейна. В течение раннепермского времени произошла последовательная смена карбонатных (терригенных — морских), сульфатных и галогенных (каменная соль, высокорастворимые калийно-магниево-соли) отложений.

Предположение о более раннем, чем кунгурское, времени начального этапа соленакопления на этой территории высказано многими исследователями [Страхов, 1962; Фивег, Банера, 1968; Комиссарова, 1970; и др.]. Дискуссионность вопроса о стратиграфическом положении соленосных отложений отражена в работе В.С. Деревягина и др. [Нишнепермская..., 1981]. Однако бесспорным в настоящее время является основанный на детальной послонной корреляции факт, что увеличение мощности соленосной толщи в западном и северном платформенном обрамлении Прикаспийской впадины в направлении к ее внутренним частям происходит за счет наращивания соленосной части разреза снизу и сверху.

Зарождение галогенной садки в артинский (возможно, сакмарский) век в наиболее глубоководной и удаленной от Предуральского краевого прогиба западной части бассейна объясняется увеличением минерализации и дифференциацией растворенных в морском бассейне солей под влиянием сил земного тяготения [Филатов, 1956]. Последующее разрастание солености вод бассейна во времени и пространстве определило повсеместное развитие галогенеза в кунгурский век. Быстрая компенсация котловины бассейна соляными осадками привела к сокращению солеродного бассейна, границы которого от периферии перемещались в направлении наиболее прогнутых центральных частей Прикаспийской впадины. Здесь соленакопление, по-видимому, завершилось только в начале позднепермского времени, т.е. переход к континентальному режиму осадконакопления на территории Северного Прикаспия осуществился постепенно в конце раннепермского — первой половине позднепермского времени.

Литологическое строение соленосной толщи дает возможность рассматривать ее как ассоциацию парагенетического комплекса соляных и генетически связанных с ними несоляных осадков, являющуюся отражением связи солеродного бассейна с окружающей средой. Согласно теоретическим разработкам, проведенным П.П. Херасковым [1967] и другими исследователями, пермская соленосная толща юго-востока Восточно-Европейской платформы может рассматриваться как формация. Она наглядно демонстрирует развитие свойственных формациям латеральных и вертикальных рядов парагенеза. Как осадочная формация соленосная толща не может являться подразделением общей стратиграфической шкалы. Лишь в отдельных, преимущественно краевых частях бассейна возможно ее совпадение с единицами местных стратиграфических схем. Представляя собой тектонически обусловленное геологическое тело, соленосная формация счет стратиграфические подразделения пермской системы (рис.3).

Современное соленакопление по масштабам резко отличается от формирования древних соленосных толщ. За кономерная сдвинутость галогенного седиментогенеза в истории Земли от кембрия до со-

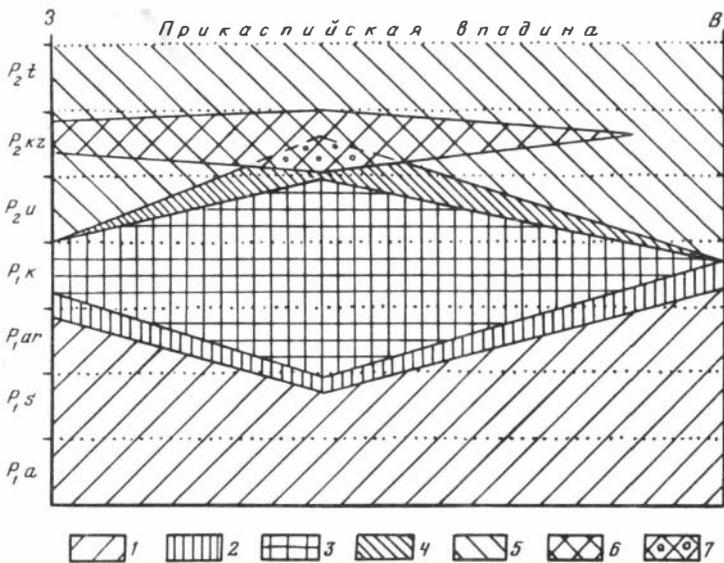


Рис. 3. Схема стратиграфического положения соленосной толщи в разрезе пермских отложений Прикаспийской впадины

1 — нижнепермские морские карбонатные и терригенные отложения; соленосная толща: 2 — гипсы, ангидриты, 3 — каменная соль, 4 — калийно-магниевые соли; надсолевые верхнепермские образования: 5 — континентальные пестроцветные отложения, 6, 7 — казанские отложения (6 — соленосные, 7 — образовавшиеся в условиях относительно более повышенной соленосности бассейна)

временной эпохи проявляется как в тектоническом плане размещения зон соленакпления (с докембрийских и эпигерцинских платформ галогенез переместился в область альпийского складкообразования), так и в морфологической структуре площадей соленонакопления. Обширные и в основном, по-видимому, глубокие бассейны морского генезиса сменились небольшими преимущественно континентальными водоемами и, реже, отшнурованными от моря заливами и лагунами с глубинами, обычно не превышающими нескольких метров (иногда — десятков метров). Наибольшую глубину из современных солеродных водоемов имеет Мертвое море — 400 м, наибольшую площадь — Кара-Богаз-Гол (12 тыс. км²).

Солеродные водоемы озерного типа в нашей стране располагаются в зоне степей, полупустынь и пустынь. Среди них — соляные озера Прикаспийской впадины: Индер, Эльтон, Баскунчак и ряд более мелких. В рельефе впадины они занимают пониженные участки. Их солеродный режим поддерживается в основном за счет пермских соленосных образований, претерпевших в мезозойско-кайнозойское время перестройку структурных условий залегания. Солевые ядра куполов, количество которых в пределах впадины составляет около 1800, в ряде случаев выходят на дневную поверхность (Джилансаид, Аще-Булак, Саркрамабас, Кумыз-Гюбе, Замятина, Баскунчак, Индер, Чапчачи и др.). Солеродные озера Эльтон, Баскунчак, Индер отвечают положению сводовых частей одноименных соляных куполов. Их

солевые ядра характеризуются наличием карстовых воронок, в которых идут процессы выщелачивания солей. Эти рассолы пополняют солевой баланс мелководных озер. В условиях несколько более влажного климата, чем аридный, определенную роль в солевом балансе играют и поверхностные воды, которые при стоке в озера выщелачивают засоленные породы.

Породообразующими минералами озерных эвапоритов являются галит, гипс, глауберит, астраханит, эпсомит, мирабилит, тенардит и другие соли. Наиболее мощные соляные отложения обнаружены в оз. Баскунчак 257,2 м (скв. 1) и в оз. Эльтон — 100,75 м (скв. 5-к) (рис. 4). Подстилающие соленосные осадки морские казанские отложения не вскрыты. Разрез представлен чередованием слоев солей с илами и песчано-глинистыми разностями, что свидетельствует о периодическом изменении климатической обстановки: образование песчано-глинистых и иловых отложений происходило в условиях повышенной увлажненности, соляных пород — в условиях сухого и теплого климата. В центральной части оз. Индер скважиной вскрыты отложения бакинского и новокаспийского ярусов на глубину 505 м. Новокаспийские отложения мощностью 36 м представлены относительно чистой каменной солью. В разрезе бакинского яруса встречены три пласта каменной соли толщиной до 10 м.

Современные солеродные водоемы являются не только удобным объектом добычи минерального сырья для химической и пищевой промышленности, а также для использования в бальнеологии. Их следует рассматривать как природные лаборатории, в условиях которых успешно проводятся исследования различных аспектов геологической истории четвертичного периода и всестороннее познание галогенеза, что очень важно для выяснения особенностей древнего соленакпления.

ЛИТЕРАТУРА

Горфункель М.В., Слепакова Г.И. Первичная мощность соленосной толщи в Прикаспийской впадине по геофизическим данным. — Сов.геология, 1970, N 4, с. 166—169.

Карпенко Ю.А. Оценка мощности кунгурских соленосных отложений в Прикаспийской впадине. — Бюл.МОИП. Отд.геол., 1981, т. 56, вып. 3, с. 49—54.

Кирюхин Л.Г., Бланк С.М., Иванов Ю.А. и др. Литолого-фациальные особенности и нефтегазоносность подсолевых палеозойских отложений Прикаспийской впадины и ее обрамления. — В кн.: Прогноз нефтегазоносности Казахстана и сопредельных территорий. М.: ВНИГНИ, 1979, с. 20—65. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 212).

Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Комиссарова И.Н. Палеогеографические и палеотектонические условия формирования кунгурской соленосной формации Прикаспийской впадины и ее влияние на размещение залежей нефти и газа. — В кн.: Нефтегазоносность региона древнего соленакпления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 40—47.

Комиссарова И.Н. О возрасте нижнепермской соленосной толщи Северо-Каспийского бассейна. — В кн.: Новые материалы по истории геологического развития и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1970, с. 55—68. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 101).

Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981. 400 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР 1962. Т. 3. 551 с.

Турков О.С., Шудобаев К. Особенности строения пермской соленосной фор-

мации в южной части Прикаспийской впадины. — В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. с. 29—32.

Фивег М.П., Банера Н.И. Палеогеография кунгурского соленакпления восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба. — Литология и полез. ископаемые, 1968, N 1, с. 33—43.

Филатов К.В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 208 с.

Херасков Н.П. Тектоиника и формации.—Избранные труды. М.: Наука, 1967. 404 с.

Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. — Геология и геофизика, 1961, N 1, с. 3—15.

Яншин А.Л., Волож Ю.А., Дальян И.Б. и др. Палеотектонические условия образования подсолевых комплексов Восточного Прикаспия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 7, с. 71—94.

УДК 553.631

С.Л. АФАНАСЬЕВ

НОВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ПО НАНОЦИКЛИТАМ: МИКРОСЛОЙКАМ, ВАРВАМ, СЛОЯМ СОЛИ

Новый метод определения геологического возраста в миллионах лет основан на изучении наноциклитов, длительность образования которых измеряется годами, десятками и сотнями лет. Начало каждого наноциклита определяется по повышенной скорости седиментации бескарбонатного материала, что чаще всего бывает связано с "революционным" моментом в развитии осадконакопления: обвалом, оползнем, мутевым потоком той или иной плотности и др. Причины таких революционных событий, прерывающих медленную седиментацию "пеллетта за пелеттой", бывают разными. Часто они связаны с приливными воздействиями Луны и Солнца на атмосферу, гидросферу и литосферу во время сизигиев (нолуний и полнолуний), совпадающих с максимальным приближением Земли к Солнцу во время перигелиев и с моментами прохождения Землей узлов орбиты, когда Солнце, Земля и Луна находятся на одной прямой линии. Продолжительность аномалистического года равна $1,00004775611 - 0,00008323 T$ тропических лет, где T — геологическое время, млн.лет. Длительность половины драконического года (периода между двумя прохождениями Земли через узлы орбиты) равна $0,47450709715 - 0,000438 T$ года [Аллен, 1977].

Обозначим буквой S отношение продолжительности аномалистического года к длительности половины драконического года. $S = (1,00004775611 - 0,00008323 T) / (0,47450709715 - 0,000438 T)$. (1)

В настоящее время, при $T=0$ $S_0 = 2,1075506818$. Десятичную дробь можно разложить в непрерывную, $S_0 = (2; 9, 3, 2, 1, 4, 6...)$. В первом приближении $S_0 = (2; ...) = 2,108/1,000$, во втором — $S_0 = (2; 9...) = 19,6/9,3$, в третьем — $S_0 = (2; 9, 3...) = 63,4/31,2$, в четвертом — $S_0 = (2; 9, 3, 2...)$ и т.д. Знаменатели полученных дробей — 1,000; 9,3; 31,2 года и т.д. —

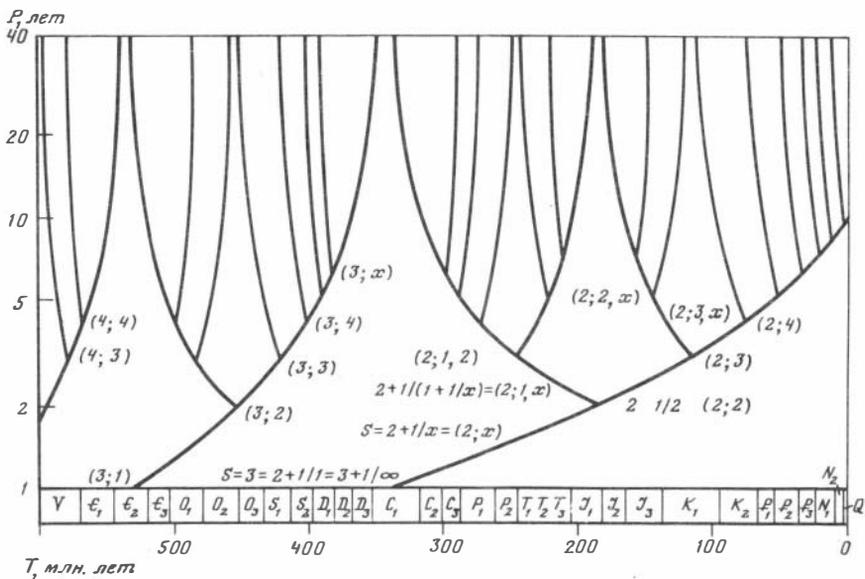


Рис. 1. Спектры фанерозойских наноциклов 16-го и 15-го классов
 P — длительность образования цикла; остальные пояснения см. в тексте

образуют спектр наноциклов. Естественно, для каждого значения T характерен свой собственный спектр наноциклов (рис. 1). Используя рис. 1 и расчет на ЭВМ ЕС—1022 длительности образования сизигийно-затменно-перигелиевых циклов, можно решить обратную задачу: в конкретном разрезе по спектру наноциклитов определить геологический возраст в миллионах лет слагающих его отложений. В таблице показаны оценки начала всех веков и некоторых фаз фанерозоя, вычисленные нами по 615 "лучшим" радиологическим датировкам из 1056 опубликованных, в млн.лет. Лучшие современные геохронологические шкалы опубликованы в работах [Красилова и др., 1981; Armstrong, 1978; Odin, 1982; The phanerozoic..., 1964; Афанасьев, Зыков, 1976; Афанасьев, 1985; Харланд и др., 1985].

Рассмотрим примеры определения геологического возраста (в млн.лет.) по спектрам наноциклитов.

Пример 1. В табл. 4 из работы М.А. Жаркова и Т.М. Жарковой [1969] приведено описание 43-метрового разреза троицкой соленосной пачки Канско-Тасеевского района (скв. 47, интервал 568—611 м), включающего 559 слоев со средней мощностью 7,7 см, разделенных галопелитовыми прослойками толщиной 1—2 мм. Геологический возраст пачки оценивается авторами как среднекембрийский (?), что совпадает с мнением А.З. Коникова [Стратиграфический..., 1979, с.347]. В статье М.А. Жаркова, Г.А. Мерзлякова, А.Л. Яншина [1982] среди кембрийских отложений Сибирской платформы отмечены четыре соленосные свиты: усольская, бельская, ангарская и литвиновская. Возраст верхней, самой молодой из них — низы амгинского яруса. С учетом сиднейских констант геологический возраст

Геологический возраст начала и продолжительности веков и фаз

Период	Эпоха	Век	Фаза	Кол-во оценок		Начало века (фазы) и вероятная ошибка, млн. лет		Продолжительность века (фазы) и вероятная ошибка млн. лет	
				Всего	Использовано				
1	2	3	4	5	6	7		8	
Четвертичный		Сицилийский		3	3	0,69	0,01	0,69	0,01
		Калабрийский		12	5	1,78	0,01	1,09	0,01
Неогеновый	Плиоценная	Пьяченций		3	2	3,18	0,03	1,40	0,03
		Занклий		5	3	5,16	0,03	1,98	0,04
	Миоценовая	Мессинский		4	3	6,87	0,10	1,71	0,10
		Тортонский		5	2	11,15	0,19	4,28	0,21
		Серравалий		3	1	12,50	0,18	1,35	0,26
		Лаигийский		3	2	16,68	0,14	4,18	0,23
		Бурдигальский		4	2	19,60	0,13	2,92	0,19
		Аквитанский		29	9	24,32	0,09	4,72	0,16
Палеогеновый	Олигоценная	Хатский		10	9	32,34	0,13	8,02	0,16
		Рупельский		25	10	35,93	0,13	3,59	0,18
	Эоценовая	Приабонский		9	5	40,91	0,30	4,98	0,33
		Бартонский		19	10	43,99	0,22	3,08	0,37
		Лютетский		20	12	50,26	0,10	6,27	0,24
		Ипрский		29	14	54,90	0,07	4,64	0,12
	Палеоценная	Танетский		21	9	59,83	0,23	4,93	0,24
Монтский			24	4	61,90	0,16	2,27	0,48	
Меловой	Поздняя	Датский	П	4	3	64,75	0,10	2,85	0,19
			Р	48	9	65,88	0,05	1,13	0,11
		Маастрихтский	П	4	1	67,89	0,07	2,01	0,09
			Р	33	10	70,90	0,09	3,01	0,11
		Кампанский	П	5	1	79,96	0,09	9,06	0,13
			Р	33	18	82,61	0,09	2,65	0,13
		Сантонский	П	4	1	84,61	0,08	2,00	0,12
			Р	31	16	82,26	0,07	1,65	0,11
		Коньякский	П	4	1	87,19	0,05	0,93	0,09
			Р	31	10	88,26	0,03	1,07	0,06
Туронский	П	4	1	90,27	0,05	2,01	0,06		
	Р	31	16	91,63	0,07	1,36	0,09		

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7		8		
Меловой	Поздняя	Сеноманский	П	3	2	93,74	0,11	2,11	0,13	
			Р	37	15	95,56	0,15	1,82	0,19	
	Ранняя	Альбский		23	9	106,0	0,4	10,44	0,43	
				18	9	112,9	0,5	6,9	0,7	
				14	7	119,1	0,6	602	0,8	
				15	6	125,6	0,6	6,5	0,8	
			13	6	134,0	0,6	8,4	0,9		
	33	20	138,2	0,3	4,2	0,7				
Юрский	Поздняя	Титонский		9	6	148,6	0,6	10,4	0,7	
			Кимериджский		9	5	155,2	0,7	6,6	0,9
					9	6	160,8	0,6	5,6	0,9
					9	6	165,7	0,8	4,9	1,0
	Средняя	Батский		6	4	171,5	1,3	5,8	1,5	
			Байосский		7	5	177,6	1,0	6,1	1,6
				Ааленский		6	3	183,6	2,5	6,0
	Ранняя	Тоарский		7	4	189,5	1,7	5,9	2,7	
			Плинсбахский		7	4	195,6	0,9	6,1	1,9
					6	3	202,7	1,8	7,1	2,0
				Геттангский		18	4	208,7	2,4	6,0
	Триасовый	Поздняя	Рэтский		5	3	218,2	1,7	9,5	2,9
Норийский					5	3	222,1	1,7	3,9	1,8
				Карнийский		7	4	230,6	1,0	8,5
Средняя		Ладинский		5	4	235,4	1,5	4,8	1,8	
			Анизийский		7	4	240,6	1,1	5,2	1,9
Ранняя		Оленёкский		1	0	243,2	2,8	2,6	1,2	
	Индский			21	6	245,8	0,6	2,6	1,2	
Пермский	Поздняя	Татарский		6	4	251,4	0,8	5,6	1,0	
			Казанский		4	4	254,8	3,6	3,4	1,6
				Уфимский		5	4	257,0	1,6	2,2
	Ранняя	Кунгурский		7	5	266,8	1,4	9,8	2,1	
			Артинский		6	5	271,1	1,4	4,3	2,0
				Сакмарский		2	2	280,0	2,3	8,9
	Ассельский		21	10	286,8	0,7	6,8	2,4		
Каменноугольный	Поздняя	Гжелский		2	1	295,2	3,4	8,4	3,5	
			Касимовский		7	6	300,8	1,3	5,6	2,6

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8		
Каменноугольный	Средняя	Московский		3	3	307,0	1,1	6,2	1,7
		Башкирский		8	7	317,0	1,4	10,0	1,8
	Ранняя	Намюрский		7	5	328,4	1,4	11,4	2,2
Визейский			5	3	346,2	3,3	17,8	3,7	
Турнейский			22	10	353,5	1,4	7,3	3,3	
Девонский	Поздняя	Фаменский		5	3	326,6	2,5	9,1	2,9
		Франский		8	5	371,3	1,8	8,7	3,1
	Средняя	Живетский		4	2	377,4	3,3	6,1	2,8
		Эйфельский		8	5	381,0	2,7	3,6	1,6
	Ранняя	Эмский		5	2	390,1	4,9	9,1	4,2
		Зигенский		5	3	401,1	2,7	11,0	5,0
Жединский			23	8	409,6	1,2	8,5	3,0	
Силурийский	Поздняя	Даунтонский		3	1	414,0	4,7	4,4	2,0
		Лудловский		5	5	419,0	3,9	5,0	2,3
	Ранняя	Венлокский		4	3	425,4	1,6	6,4	2,9
		Лландоверийский		23	14	437,8	1,3	12,4	2,1
Ордовикский	Поздняя	Ашгильский		5	3	444,3	2,6	6,5	2,9
		Карадокский	П	2	2	450,5	2,8	5,7	2,6
	Средняя	Карадокский	Р	6	4	455,0	2,4	5,0	2,3
		Лландейльский		5	4	462,7	3,3	7,7	3,8
		Лланвирнский		6	5	474,3	1,9	11,6	3,8
	Ранняя	Аренигский		5	4	493,1	2,8	18,8	3,4
Тремадокский			23	10	504,4	1,7	11,3	3,3	
Кембрийский	Поздняя	Тремпилионский		2	2	507,1	2,6	2,7	1,2
		Франконский		2	2	512,2	2,7	5,1	2,3
		Дресбачский		8	8	517,6	2,4	5,4	2,5
	Средняя	Майский		2	2	528,6	4,6	11,0	5,0
		Амгинский		8	8	541,9	2,4	13,3	5,2
	Ранняя	Ленский		2	1	558,6	6,4	16,7	6,8
		Алданский		22	10	571,3	2,1	12,7	5,8

Примечание: Р — ранняя, П — поздняя фазы.

(в млн.лет.) начала амгинского века: 530 [Геохронология..., 1974], 535 [Eysinga, 1983], 540 [A geological..., 1982], 542 [Афанасьев, Зыков, 1976], 545 [Armstrong, 1978], 546 [Афанасьев, 1984], 548 [Odin, 1982], 549 [Kulp, 1961], в среднем 546 ± 2 млн. лет, где t — квантиль нормального распределения (см. таблицу). Середина века — 535 ± 4 млн.лет. Другими словами, на 95%-ном уровне значимости нижняя часть амгинского яруса имеет возраст, не выходящий за пределы 528—547 млн.лет.

Статистика мощности слоев соли троицкой пачки больше всего напоминает распределение Пуассона, хотя и отличается от него на высоком, 99,9%-ном уровне значимости. Анализ отклонений от распределения Пуассона позволил установить три максимума со средними значениями 4, 16 и 20 см, которые рассматриваются нами как единичные, счетверенные и спятеренные слои соли (монады, тетрады и пентады). Таким образом, средняя мощность простых, единичных, или элементарных слоев соли равна 4 см. По аналогии с годовым циклом соленакопления в Кара-Богаз-Голе — 7,5 см с учетом поправки на уплотнение — будем считать, что в троицкое время за год накапливалось в среднем 4 см соли. Итак, в рассматриваемом разрезе 259 годовых слоев (мощностью 1—6 см) 184 двухгодичных (7—10 см), 72 трехгодичных (11—14 см), 30 четырехгодичных (15—18 см), 13 пятилетних (19—22 см) и один шестилетний (26 см) слой соли.

За начало циклов 15-го класса (Ц15) примем годовые слои соли, а за конец — трех-шестилетние (с допустимым присоединением к ним двухгодичных). Для определения резкости начала Ц15 — всем слоям соли, длительность образования которых оценивается тремя, четырьмя, пятью и шестью годами, присвоим соответственно индексы: 1, 2, 3 и 4. За оценку резкости границы П начала Ц15 примем произведение суммы его годовых слоев соли на сумму индексов трех-шестигодичных слоев нижележащего цикла. Расформировав все Ц15 с П-1 и 2, получим статистику из 48 Ц15, длительность образования которых измеряется 5—81 годом. Основная часть циклов (41 из 48) образуют две группы со средней длительностью образования 12 и 24 года, которые рассматриваются как единичные и двоянные Ц15. При этом средняя продолжительность формирования единичного Ц15 равна $12,2 \pm 0,3$ t года. Итак, на 95%-ном уровне значимость и продолжительность образования Ц15 не выходит за пределы 11,6—12,7 года.

В соответствии с (1) под воздействием Луны и Солнца в литосфере, гидросфере и атмосфере Земли образуются приливные волны, максимальные амплитуды которых в первой половине кембрия (528,6—571,3 млн.лет) следовали с периодичностью от 3,9 года и выше. Обнаруженные среди слоев соли Ц15 продолжительностью 11,6—12,7 года (рис.2) соответствуют сизигийно-затменно-перигелиевым циклам узкого интервала геологического времени, от 548,5 до 549,6, или $549 \pm 0,5$ млн.лет. Таким образом, геологический возраст солей троицкой пачки определен с точностью до 0,5 млн.лет, что на порядок выше точности определения возраста по трилобитам и

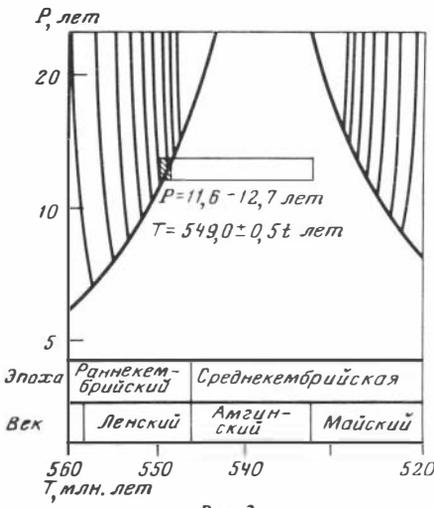


Рис. 2

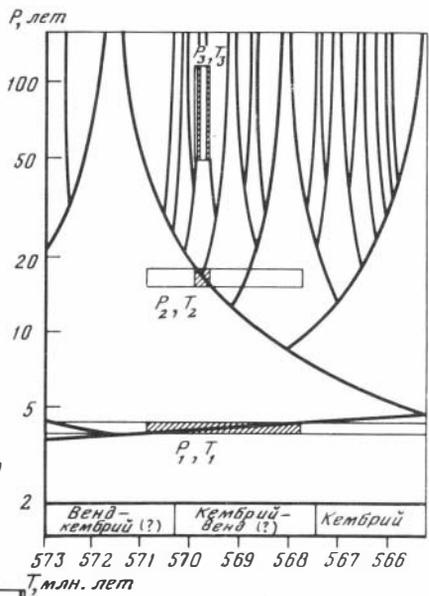


Рис. 3

Рис. 2. Пример определения геологического возраста по слоям соли тронцкой соленосной пачки Канско-Тасеевского района Сибирской платформы

Рис. 3. Пример определения геологического возраста по наноциклитам Ижорского разреза Ленинградской области

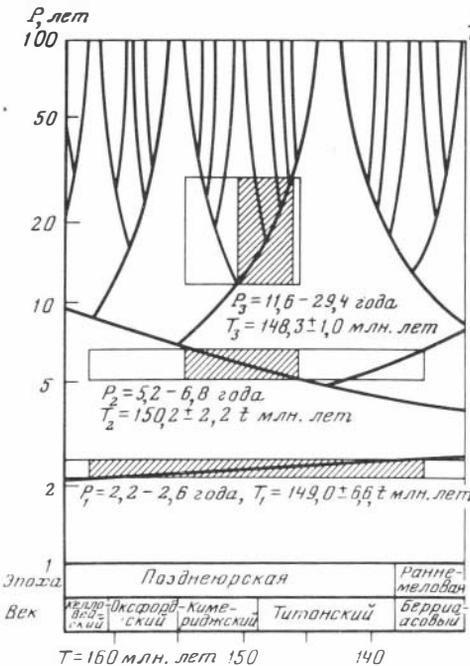


Рис. 4

Рис. 4. Пример определения геологического возраста по сезонным слоям глинистого известкового доломита карабаустовской свиты Каратау

в 4 раза точнее вычисления времени начала амгинского века — самой точной границы среди всех веков кембрия.

Датировка 549 млн.лет. соответствует середине ленского века. Она примерно совпадает с началом амгинского века, по Калпу [Кулр, 1982], — 549,2 млн.лет.

Пример 2. На левом берегу Черной речки в с. Большие Ижоры Ленинградской области, в 300 м от железной дороги, в большом обрыве обнажены вендско-нижнекембрийские голубовато-серые "ленточные" глины с тонкими прослойками светло-серого алевролита, редкими пачечками аналогичных отложений с текстурой оползания, иногда с конкрециями сидерита. Слойки алевролитов и глин образуют пары, или натуральные наноциклиты 17-го класса (ННЦ17). Толщина слоёв и алевролитов и глин колеблется от 0,05 до 1,2 мм. Связь между логарифмами мощности слоёв алевролитов и глин практически отсутствует: на 98%-ном уровне значимости коэффициент корреляции $r = -0,17$. Подавляющая часть (88%) слоёв глин имеет толщину 0,05—0,5 мм, в среднем 0,27 мм. Предполагается, что длительность образования этих слоёв соответствует 1 году, слоёв со средней мощностью 0,54 мм — 2 годам; 0,81 мм — 3; 1,08 мм — 4 годам. В соответствии с изложенным в разрезе было выделено 294 "пары" слоёв, или элементарных наноциклита 17-го класса (ЭНЦ17), каждый из которых формировался 1 год, — и составлена циклограмма, где по вертикальной оси отложены годы (ЭНЦ17), а по горизонтальной — толщина слоёв алевролитов, расположенных в основании ЭНЦ17. По изменяющейся мощности слоёв алевролитов — от одного ЭНЦ17 к другому — по циклограмме выделен 21 натуральный наноциклит 16-го класса (ННЦ16), с длительностью образования от 2 до 12 лет.

В серии из 2500 случайных чисел [Афанасьев, 1976] нами выделено 834 цикла, в том числе в объёме 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8 подряд расположенных случайных чисел соответственно 327, 286, 149, 50, 15, 4 и 3 цикла. Распределение указанных частот не противоречит закону Пуассона. Другими словами, в серии случайных чисел "длительность" циклов, уменьшенная на две единицы, распределена по закону Пуассона с параметром $\lambda = 1$. Средняя продолжительность таких циклов равна трем "этапам". Случайные циклы часто встречаются в реальных разрезах. Отделение случайных циклов от неслучайных производится с учетом указанной особенности первых ($\lambda = 1$).

Распределение оценок длительности образования ННЦ16 противоречит и нормальному распределению (на уровне значимости $Q > 90\%$ с коэффициентом вариации $v = 50,4\%$), и распределению Пуассона с параметром $\lambda = 1$ ($Q > 99,95\%$); распределение сложное, полимодальное, в нем намечаются три максимума, соответствующие 2, 4 и 8 годам. Первый максимум отражает случайные наноциклиты, второй — единичные, или элементарные наноциклиты 16-го класса (ЭНЦ16), третий — сдвоенные НЦ16 (2НЦ16). Случайные наноциклиты включают основную часть двух- и трехлетних наноциклитов. Элементарные наноциклиты 16-го класса чаще формировались 3-5 лет, 2НЦ16 характеризуются длительностью образования 7—8 лет, ЭНЦ16 — 10—12 лет. Генерализировались в первую очередь двухлетние случайные НЦ16, прежде всего те из них, которые образуют две смежные пары (две пары по два ННЦ16 в каждой), затем смежные двух- и трехлетние НЦ16 (семь пар), двух- и четырехлетние НЦ16 (две пары). Двой-

ные и тройные НЦ16, наоборот, условно подразделялись соответственно на два и три ЭНЦ16. В итоге получено 68 ЭНЦ16 с минимальным коэффициентом вариации $v=22,8\%$ и со средней оценкой длительности образования ЭНЦ16 $P_1 = 4,12 \pm 0,11t$ лет (рис. 3).

Затем была составлена новая циклограмма, где по вертикальной оси отложены ЭНЦ16, а по горизонтальной — средняя мощность слоев алевритов, приходящаяся на один ЭНЦ17, или, что то же самое, средняя скорость седиментации алеврита. По этой циклограмме выделено 19 ННЦ15, длительность образования которых колеблется от 7 до 19 лет. Эти ННЦ15 состоят из 2—5 ЭНЦ16. Частотная кривая длительности образования НЦ15 в единицах ЭНЦ16 не противоречит нормальному распределению ($Q>70\%$, $v=26,9\%$) и распределению Пуассона с параметром $\lambda=1$ ($Q>10\%$). В связи с этим предполагается, что ННЦ15 представлены в основном ЭНЦ15 и, может быть, частично случайными НЦ15. По своей длительности НЦ15 образуют две группы: а) 7—10 лет (4 оценки), б) 12—19 лет (15 оценок). Первая группа, по-видимому, содержит случайные циклиты. После их генерализации получено 16 ЭНЦ15 длительностью 12—21 год со средней оценкой $P_2 = 16,50 \pm 0,72t$ лет и $v=17,6\%$.

Потом была составлена третья циклограмма, где по вертикальной оси отложены ЭНЦ15, а по горизонтальной — средняя мощность слоев алевритов, приходящаяся на один ЭНЦ17. По этой циклограмме выделено четыре натуральных НЦ14 продолжительностью 27, 52, 67 и 89 лет, состоящих из 2—5 ЭНЦ15 ($v=48,1\%$). Существенное отличие одного из них (27 лет) от остальных трех ($Q>20\%$) свидетельствует о вероятной принадлежности 27-летнего циклита к случайным НЦ14. После генерализации средняя оценка длительности образования ЭНЦ14 $P_3 = 78,33 \pm 2,29t$ лет, коэффициент вариации $v=33,1\%$.

Начало венда — 680 ± 20 млн.лет назад [Келлер и др., 1977]. Средняя оценка начала среднего кембрия $541,9 \pm 2,4$ млн.лет. (см.таблицу). Таким образом, при $Q=95\%$ возраст рассматриваемых отложений $T_0 = 537,1—720,0 = 629 \pm 46$ млн.лет. На том же уровне значимости длительность образования ЭНЦ16, ЭНЦ15 и ЭНЦ14 соответственно равна $P_1 = 3,90—4,34$, $P_2 = 15,05—17,95$, $P_3 = 48,4—108,2$ года. В соответствии с (1) при $T_0 = 537,1—720,0$ млн.лет ЭНЦ16 длительностью $P_1 = 3,90—4,34$ года перекрывают нижнюю линию рис.1 (“ствол”) только в интервале $T_1 = 567,74—570,88$ млн.лет. Другими словами, только по ЭНЦ16 с учетом традиционных методов геологический возраст рассматриваемых образцов уточнен в 57 раз. При $T_1 = 567,74—570,88$ млн.лет. ЭНЦ15 длительностью $P_2 = 15,05—17,95$ лет перекрывают “первую ветвь ствола” (см.рис.3) только в интервале $T_2 = 569,59—569,92$ млн.лет. При этом точность оценки геологического возраста увеличивается еще в 8 раз. При $T_2 = 569,59—569,92$ млн.лет ЭНЦ14 продолжительностью $P_3 = 73,9—82,9$ лет перекрывают “вторую и третью ветви ствола” в интервалах $T_3 = 569,581—569,637$ и $T_4 = 569,802—569,892$ млн.лет, расположенных в пределах $569,581—569,892$ млн.лет, что повышает точность еще на 10%. В итоге геологический возраст рассматриваемых образцов $T_5 = 569,736 \pm 0,078t$ млн.лет определен почти

на три порядка (в 572 раза) точнее, чем это было выполнено традиционными методами: $T_0 = 629 \pm 46$ т млн.лет.

Среднее начало кембрия $571,3 \pm 2,1$ т млн.лет. (см. таблицу). Рассматриваемые отложения, скорее всего, относятся к алданскому ярусу нижнего кембрия, хотя не исключен и их вендский возраст.

В рассмотренных сериях ННЦ16, ННЦ15 и ННЦ14 коэффициенты вариации соответственно равны: 50,4; 26,9 и 48,1%, в среднем $v=41,8\%$. Натуральные наноциклиты включают три (четыре) группы: а) случайных, б) элементарных, в) сдвоенных элементарных, г) строенных элементарных циклитов. "Рафинирование" натуральных наноциклитов до элементарных (генерализация случайных до элементарных и выделение элементарных в сдвоенных и строенных циклитах) повышает точность расчета и почти вдвое уменьшают коэффициент вариации: до 22,8; 17,6 и 33,1%, в среднем до 24,5%.

Пример 3. В образце глинистого известнякового доломита карабастауской свиты Каратау, отобранном Г.Ф. Крашенинниковым и любезно предоставленном автору во временное пользование, наблюдается переслаивание песчаников, алевролитов, алевролитистых глинистых известковистых доломитов с текстурами оползания (первый элемент наноциклита, I ЭНЦ), серых глинистых известковистых доломитов (II ЭНЦ) и белых известняков (III ЭНЦ) с горизонтально-микрослойчатой текстурой [Филиппова, 1948], образующих 73 наноциклита мощностью от 0,04 до 13,6 мм, чаще (68% случаев) от 0,09 до 0,32 мм, в среднем 0,21 мм. При этом самыми тонкими являются микрослойки белых известняков III ЭНЦ: от 0,016 до 0,12, чаще 0,024—0,08, в среднем 0,054 мм. Прослойки II ЭНЦ характеризуются умеренной мощностью: 0,016—0,72, чаще 0,04—0,20, в среднем 0,13 мм. Самыми толстыми являются слойки I ЭНЦ: 0,24—13,3 в среднем 4,3 мм. К тому же они встречены всего в пяти наноциклитах.

По мнению Р.Ф. Геккера [1948], процессу отложения карбонатов Са и Mg благоприятствовали жаркий засушливый климат и сравнительно мелководные озера, что влекло за собой усиленное испарение его вод и обогащение их Са и Mg. В результате **сезонных климатических** (С.А.) колебаний и изменений в поступлении в озеро речной воды происходило чередование в отложении на дне озера разного типа карбонатов, при котором микрослойки доломитов сменялись слойками кальцита. В полных наноциклитах песчаники сменяются алевролитами и алевролитистыми глинистыми известковистыми доломитами, часто с текстурами оползания (I ЭНЦ), затем глинистыми известковистыми доломитами (II ЭНЦ), завершаются циклиты образованием известняков (III ЭНЦ). Неполные циклиты лишены I ЭНЦ. Длительность образования одного наноциклита равна 1 году. Эти наноциклиты отнесены нами к НЦ17.

По изменяющейся толщине наноциклитов, или, что то же самое, по варьирующей скорости седиментации выделено 30 ННЦ 16, состоящих из 2—3, в среднем из $2,40 \pm 0,09$ т НЦ17. Другими словами, продолжительность образования НЦ16 равна 2,40 года с вероятной ошибкой 0,09 года, или 0,18 года на 95%-ном уровне значимости,

т.е. 2,22—2,58 года. Такие НЦ16 характерны для сизигийно-затменно-перигелиевых циклов, образовавшихся 135,9—162,1 млн.лет тому назад, т.е. в келловее—берриасе (рис.4).

Наряду с 30 НЦ16 в изученном образце по изменяющейся толщине НЦ15 выделены 12 НЦ15 со средней продолжительностью образования ($Q>95\%$) 5,24—6,76 лет. Они соответствуют сизигийно-затменно-перигелиевым циклам, образовавшимся 145,8—154,6 млн.лет. тому назад, т.е. в кимеридже—титоне.

Самые крупные НЦ15 выделены по появлению НЦ17 с I ЭНЦ. Всего обнаружено три полных и один неполный НЦ15 со средней длительностью образования ($Q>95\%$) 11,6—29,4 года. Они соответствуют сизигийно-затменно-перигелиевым циклам 15-го класса, образовавшимся 146,2—150,5 млн.лет тому назад, т.е. в позднем кимеридже—раннем титоне. Наиболее вероятный возраст — $148,3 \pm 1,0$ т млн.лет — соответствует началу раннего титона.

М.П. Долуденко и Э.Р. Орловская [1976] оценивают по данным спорово-пыльцевого анализа возраст карабастауской свиты как верхний келловей—кимеридж, либо условно — кимеридж. Возраст карабастауской свиты оценен Г.В. Сакулиной [Стратиграфический..., 1975, с. 177] как кимериджский.

Итак, по наноциклитам подтверждается позднеюрский возраст карабастауской свиты. Расхождения с данными спорово-пыльцевого анализа находятся в пределах точности последнего. Точность же метода определения геологического возраста по сизигийно-затменно-перигелиевым циклам: $\pm 1,03$ млн.лет, что примерно соответствует точности определения начала титона изотопным методом: $148,6 \pm 0,6$ т млн.лет (см. таблицу).

Количество примеров можно значительно увеличить: нами определен геологический возраст в миллионах лет для многих десятков разрезов вендских, кембрийских, девонских, каменноугольных, юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений флишевых, сланцевых, молассовых, соленосных, угленосных, карбонатных формаций Кавказа, Карпат, Урала, Казахстана, Русской и Сибирской платформ. Для всех разрезов определен геологический возраст, который не противоречит оценкам, полученным традиционными методами. При значительном объеме информации по наноциклитам (300—900 пар микрослойков) по предлагаемому методу геологический возраст определен почти на порядок — в среднем в 7 раз — точнее по сравнению с традиционными методами.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллен К.У. Астрофизические величины. М.: Мир, 1977. 446 с.
- Афанасьев С.Л. Возможные причины пульсации и цикличности геологических процессов. — В кн.: Ритмика природных явлений. Л.: ВГО, 1976, с. 27—30.
- Афанасьев С.Л. Определение геологического возраста по наноциклитам. — В кн.: Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: Наука, 1984, с. 6—26.
- Афанасьев С.Л. Системный подход при анализе геологической цикличности и проблема времени. — В кн.: Системные исследования и разработки в геологии. М.: Наука, 1985, с. 5—23.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фаерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975. 100 с.

Геккер Р.Ф. Каратауское месторождение фауны и флоры юрского возраста. — В кн.: Ископаемое юрское озеро в хребте Каратау. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, с. 7—85.

Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т.2. Фанерозой. 344 с.

Долуденко М.П., Орловская Э.Р. Юрская флора Каратау. — Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 284, с. 264.

Жарков М.А., Жаркова Т.М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 7—79. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 83).

Жарков М.А., Мерзляков Г.А., Яншин А.Л. Открытие калийных солей в Сибири. — Природа, 1982, N 7, с. 6—14.

Келлер Б.М., Крац К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, N 11, с. 16—21.

Красилова И.Н., Найдин Д.П., Немков Г.И., Ахметьев М.А. Геохронологическая шкала и принципы ее построения: Фанерозой. — Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология, 1981, т. 11, 120 с.

Стратиграфический словарь СССР: Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975, 622 с.

Стратиграфический словарь СССР: Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. 592 с.

Филиппова М.Ф. Петрографическая характеристика и условия образования юрских пород Каратау. — В кн.: Ископаемое юрское озеро в хребте Каратау. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, с. 102—110.

Шкала геологического времени / У.Б. Харланд и др. М.: Мир, 1985. 140 с.

A geological time scale/W.B. Harland et al. Cambridge: University Press, 1982. 132 p.

Armstrong R.L. Pre-Cenozoic Phanerozoic time scale — computer file of critical dates and consequences of new and in-progress decay-Constant Revisions. — In: Contrib. Geol. Time Scale; Int. Geol. Congr., Sydney, 1976. Tulsa, Okla., 1978, p. 73—91.

Eysinga F.W.B. van. Geological time table. Amsterdam; Elsevier, 1983. 1 table.

Kulp J.L. Geological time scale. — Geol. Sci., 1961, vol. 133, N 3459, p. 1105—1114.

Odin G.S. The phanerozoic time scale revisited. — Episodes, 1982, vol. 1982, N 3, p. 3-9.

The Phanerozoic time-scale. Vol. 120s. A Supplement to the Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London. L.: Geol. Soc., 1964. 320 p.

УДК[553.631+553.635].78:552.53(574.12—13)

А.Н. ИМАМЕЕВ, Е.Ф. СТАНКЕВИЧ, Ю.В. БАТАЛИН,

Е.В. БОЛОХОНЦЕВ, Н.И. БОРИСОВ, В.И. ГУСЕВ,

В.К. МАИЛЯНЦ, И.С. ПЛЕЩЕЕВ, А.Д. ШАКИН, И.А. ЩЕРБАКОВ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В последние годы работами Космоаэрогеологической экспедиции N 1 ПГО "Аэрогеология" на обсохшей части солончаков Кайдак, Мертвый Култук, Кара-Кичу и п-ове Бузачи был открыт ряд солепроявлений. В настоящее время здесь выявлено 11 соляных залежей: Кайдакская, Кара-Кичуйская, Мурунсорская, Тасурпинская, Исбайская, Приморская, Сарагатская, Большесорская, Кочакская, Кожиксорская, Култукская (рисунок).

Наиболее крупной и изученной является Кайдакская залежь (I),

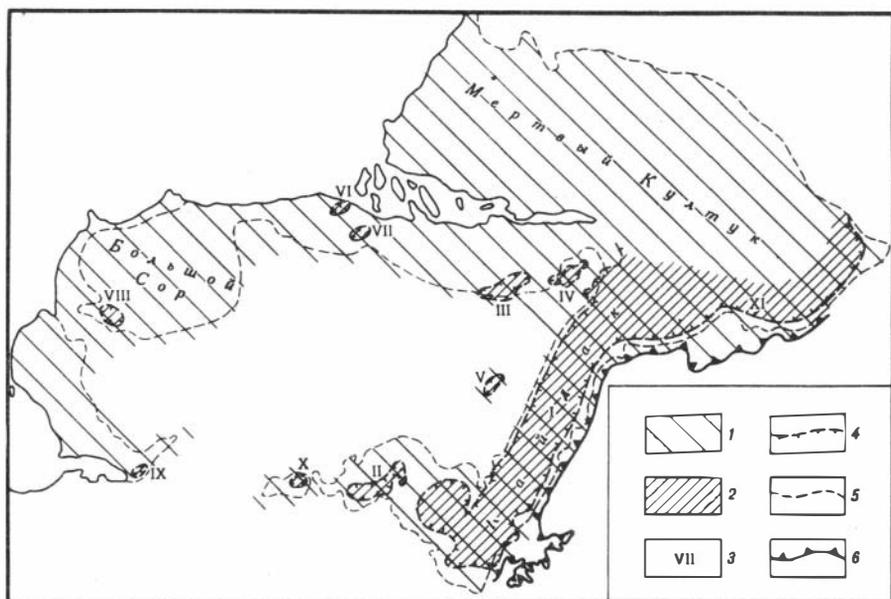


Схема распространения четвертичной галогенной формации юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Составил А. Н. Имамеев по материалам Космоаэрогеологической экспедиции N 1 ПГО "Аэрогеология"

Области распространения: 1 — галогенной формации, 2 — соляных отложений; 3 — соляные залежи: I — Кайдакская, II — Кара-Кичуйская, III — Мурунсорская, IV — Тасурпинская, V — Исбайская, VI — Приморская, VII — Сарагатская, VIII — Большесорская, IX — Кочакская, X — Кожнкорская, XI — Култукская; границы: 4 — соляных залежей, 5 — солончаков; 6 — западный чинк Устьюрта

которая приурочена к солончакам Кайдак и Кара-Кичу и протягивается в субмеридиональном направлении, параллельно западному чинку Устьюрта на 100 км, при ширине 12—20 км. Ранее в пределах этой залежи было выделено четыре участка, отличающихся друг от друга составом соляных пород: Сайутесский, Шольтауский, Болбулакский, Новоалександровский [Борисов и др., 1979, 1981]. Фактически залежь представляет единое сложно построенное соляное тело. Максимальная мощность солей 136 м. Среди соляных минералов, принимающих участие в строении залежи, основным является галит; мощность пластов каменной соли в южной ее части достигает 46 м. Широко представлены мирабилит, кизерит, карналлит, меньше развиты астраханит, эпсомит, бишофит. Мирабилит чаще всего встречается по периферии залежи. Слои кизерит-галита, кизерит-галит-карналлита мощностью до 70 и 10 м соответственно распространены в центральной ее части. Небольшой мощности слои, состоящие в основном из астраханита и эпсомита с примесью других минералов, развиты на юге и севере залежи. Единичные прослои астраханита и бишофита малой мощности вскрыты в центральной ее части. Площадь распространения залежи более 2500 км², геологические запасы солей — не менее 100 млрд.т.

Кайдакская залежь вскрыта на глубинах 10—33 м. Соляные породы перекрыты песчано-глинистыми, часто засоленными и загипсованными

отложениями новокаспийского, хвалынского и местами хазарского возраста. В одной из буровых скважин на западном борту солончака Кайдак над соленосной толщей встречены бакинские отложения. Соли подстилаются песками, глинами, суглинками, гипсами позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста, а местами — палеогеновыми глинами.

Култукская залежь (XI) — продолжение Кайдакской и, видимо, составляет с последней единое тело. Вскрыта она пятью скважинами, которые встретили пласты мирабилита и астраханита. Соляные породы выявлены на глубинах 18—24 м. Пласты мирабилитовой породы имеют мощность от 3 до 42 м. Они сложены мирабилитом с маломощными прослоями и примесью галита и гипса. Астраханит встречен в виде пласта мощностью 1 м. Среднее содержание Na_2SO_4 по трем скважинам (1998, 2008, 2017) составляет 93,95%, а без учета прослоев галита в скв. 2008 — 97,74%. Площадь распространения Култукской залежи составляет сотни квадратных километров. При средней мощности мирабилитового пласта 20 м геологические запасы безводного сульфата натрия могут достигать в нем 10 млрд.т. Залежь подстилается глинами палеогена, а покрывается песчано-глинистыми новокаспийскими отложениями.

Кара-Кичуйская (II) залежь состоит в центральной части из чередующихся слоев каменной соли, мирабилитовой породы и прослоев глин. Мирабилитовые породы к северо-востоку выклиниваются, и здесь соляная линза слагается каменной солью с примесью и прослоями глин и гипса. В западной части залежи отмечены прослои астраханита. Здесь же установлена наибольшая мощность соляной линзы — 12 м. Площадь залежи — 112 км². При средней мощности соляных пород 7 м геологические запасы солей составляют в ней 1,5 млрд.т. Залежь подстилается глинами с тонкими пропластками гипса предположительно позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста, а покрывается фаунистически охарактеризованными новокаспийскими, участками хвалынскими осадками.

Остальные соляные залежи по размерам и запасам солей уступают описанным выше. Расположены они на п-ове Бузачи и приурочены к депрессиям дочетвертичного рельефа, врезанным в толщу глин и мергелей палеогена.

Мурунсорская залежь (III) вскрыта на глубинах 33—44 м. В подошве и кровле ее наблюдаются глины, насыщенные кристаллами солей. Залежь представлена соляными породами, имеющими смешанный минеральный состав (мирабилит, эпсомит, галит, астраханит). Мощность соляной линзы в центральной части — 6 м. К периферии она уменьшается до 2—3 м. Площадь развития залежи — 72 км², геологические запасы солей — 300 млн.т. Подстилается она песчано-глинистыми породами позднеплиоценового возраста, а покрывается хазарскими отложениями.

Тасурпинская залежь (IV) вскрыта на глубинах 45 и 51 м и представлена пластами мирабилитовой породы мощностью 3—9 м. Площадь залежи — 32 км², геологические запасы солей — 284 млн.т. Исбайская залежь (V) мощностью до 18 м вскрыта на глубине 50 м. Сложена она чередующимися слоями каменной соли и мирабилитовой породы. В

верхней части ее разреза отмечена примесь кизерита. Площадь развития солей Исбайского проявления — 20 км^2 , геологические запасы их — 360 млн. т. Ложем солей Тасурпинской и Исбайской залежей являются глины олигоцена, перекрывают их хазарские отложения.

Приморская (VI) и Сарагатская (VII) залежи встречаются на глубинах 44—65 м. Минеральный состав слагающих их солей близок (астраханит, галит, эпсомит и гипс). Мощность соляных пластов Приморской залежи 4 и 6 м, Сарагатской — 1 и 3 м. Обе они располагаются на коренных палеогеновых породах, а перекрываются фаунистически охарактеризованными бакинскими осадками.

Большесорская (VIII) залежь находится на юго-западной окраине Большого Сора. Она прослеживается на глубинах 81—84 м и представлена каменной солью мощностью 3 м. Кочакская залежь (IX) состоит из двух пластов каменной соли, вскрытых на глубинах соответственно 13—14 и 15—16 м. Большесорская и Кочакская залежи размещаются в нижней части нижнечетвертичной толщи. Кожиксорская залежь (X), находящаяся на глубине 10 м, представлена пластом каменной соли мощностью 5 м, в кровле и подошве которого залегают засоленные глины.

Судя по имеющимся данным, все залежи сформировались в четвертичном периоде за относительно короткий промежуток времени. В различных впадинах соли накапливались в разное время. В наиболее крупном — Кайдакском солеродном бассейне соляные пласты, вероятно, формировались как в древнечетвертичную, так и в средне- и позднечетвертичную эпохи.

Широкое распространение соляных залежей в юго-восточном обрамлении Прикаспийской впадины дает основание считать, что в причинковой части Устюрта и на п-ове Бузачи обнаружена новая галогенная формация. Возраст ее, вероятнее всего, четвертичный. Отложения формации наблюдаются во впадинах дочетвертичного рельефа, на месте бывших заливов Каспийского моря — Кайдака, Мертвого Култука, Кара-Кичу — и в многочисленных мелких впадинах, расположенных на п-ове Бузачи. Общая площадь распространения формации порядка 20000 км^2 . Мощность формации, возможно, достигает 200—300 м, при мощности соляных пород до 150 м. Площадь развития соляной толщи ориентировочно можно принять в 2 раза меньше площади распространения всей формации. Средняя мощность пластов солей, учитывая, что в центральных частях солончаков Кайдак и Мертвый Кулдук мощность соляной толщи должна заметно возрастать, принимается в 20 м. Таким образом, объем солей четвертичной галогенной формации юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины определяется в $2 \times 10^2 \text{ км}^3$, что вполне сопоставимо с объемами более древних сульфатоносных и соленосных толщ. Так, по данным М.А. Жаркова [1978], объем соленосной толщи Стоневол Виллистонского солеродного бассейна равен $2 \times 10^2 \text{ км}^3$, толщ Стони Маунти и Интерлейн того же бассейна — $1 \times 10^2 \text{ км}^3$, устьухтинской соленосной толщи Верхнедевонского солеродного бассейна Русской платформы — $1,8 \times 10^2 \text{ км}^3$, глинисто-терригенной сульфатоносной толщи Мизийского бассейна — $1 \times 10^2 \text{ км}^3$.

Водно-солевое питание четвертичных солеродных бассейнов описываемого региона происходило в основном за счет вод Каспийского моря. Воды последнего на протяжении четвертичного периода и, видимо, позднего плиоцена по своему химическому составу и парагенезисам хемогенных соляных минералов, выпадающих при сгущении в естественных условиях, заметно отличались от вод Мирового океана [Станкевич, 1980]. А это свидетельствует о том, что рассматриваемая галогенная формация, так же как и соляные отложения залива Кара-Богаз-Гол, оз. Куули, является типичным представителем соленосных толщ континентального галогенеза.

Изучение характеризуемой галогенной формации начато недавно. Однако уже сейчас можно заключить, что данные о ее распространении, условиях залегания, литологическом составе, парагенезисах соляных минералов и пород, генезисе имеют важное теоретическое и практическое значение. К этой, по существу, континентальной галогенной формации (Каспийское море должно считаться не морем, а типичным озером) приурочены крупные запасы сульфата натрия — дефицитного сырья, а также проявления калийных солей. Дальнейшее изучение этой формации представляет большой интерес. Это объясняется тем, что: 1) формация включает большие запасы разнообразных солей типично континентального происхождения; 2) в ней впервые обнаружены крупные скопления калийных солей континентального облика; 3) соли залегают на небольшой глубине, что позволит разрабатывать прогнозируемые здесь месторождения открытым способом.

Территория распространения галогенной формации представляет собой плоскую низину, примыкающую к северо-восточному побережью Каспийского моря, с абсолютными отметками поверхности от -36 до -25 м, а местами и выше. Большая ее часть покрыта солончаками. Осушение бывших заливов Каспийского моря — Кайдака, Мертвого Култука, Кара-Кичу — и северной прибрежной части п-ова Бузачи произошло в результате снижения уровня моря, которое началось в конце 20-х годов нашего столетия. В 1977 г. уровень моря находился на минимальной отметке — $29,02$ м. В связи со снижением уровня разбирался вопрос о целесообразности сооружения защитных дамб для осушения части акватории Северного Каспия. Р. В. Николаева и Р. Е. Переслегина [1977] подсчитали, что на отделяемой площади вместе с участками, куда проникает каспийская вода при нагонах, общие потери воды на испарение составят 7 км^3 в год. Однако после 1977 г. уровень моря повысился (к 1981 г. он поднялся на $0,7$ м) и общая обстановка заметно меняется. При дальнейшем подъеме уровня каспийская вода может прорываться в высохшие солончаки через береговые валы, что сразу же отразится как на уровне моря (объем воды, необходимый для заполнения обсохших заливов — не менее 30 км^3), так и на возможности освоения соляных богатств охарактеризованной четвертичной галогенной формации.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов Н. И., Галактионов А. Б., Гусев В. И., Плещеев И. С. Новые данные о формировании плиоцен-четвертичных соленосных отложений в восточной части полуострова

Бузачи. — В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981, с. 150—154.

Борисов Н.И., Галактионов А.Б., Гусев В.И., Плещеев И.С. Новый соленосный бассейн в Казахстане. — Разведка и охрана недр, 1979, N 12, с. 15—18.

Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.

Николаева Р.В., Переслегина Р.Е. Новая оценка целесообразности отчленения восточных мелководий Северного Каспия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, N 6, с. 49—57.

Станкевич Е.Ф. О минералогических отличиях морских и озерных отложений. — Геология и геофизика, 1980, N 1, с. 93—99.

УДК 552.22:553.661.1

С.А. ФИЛИППОВ

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА СЕРНЫХ ПОРОД ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Все имеющиеся классификации серных пород и руд касаются отдельных месторождений или реже — сероносных районов. Одной из первых и достаточно полных, является классификация серных руд И.И. Алексенко [1967]. Данный автор называет серные породы серо-насыщенными известняками и в зависимости от их вещественного состава выделяет руды: 1) известняковые, 2) мергелистые, 3) глинисто-известняковые, — а по характеру серы делит на скрытокристаллические и кристаллическизернистые. Ясно, что породы, например, серно-сульфатного и серно-сульфатно-карбонатного состава сюда не попали. Но недоработанность этой классификации не только в этом. Например, условно деление текстур на первичные и вторичные, нет переходных текстурных видов и т.д. Аналогичные классификации, практически дублирующие вышеназванную, делались и позднее [Природная..., 1972; Строение..., 1979]. Все классификации эти сделаны для Предкарпатских месторождений. Для Гуардакского месторождения серы наиболее детальную геолого-промышленную классификацию разработал И.С. Лазарев [Геология..., 1974]. Классификация И.С. Лазарева очень сложна. В ней смешаны генезис пород, геохимическая обстановка их залегания, структуры серы и текстуры пород. Неудачными являются и некоторые выделенные текстуры типа "порошковатая", "пятнистая", "псевдобрекчиевидная" и др. С другой стороны, в этой классификации отражены практически все возможные на Гуардакском месторождении сочетания вещественно-генетических типов пород и разновидностей структуры и текстуры.

Подводя итог сказанному выше, можно отметить, что единой полной как вещественной, так и текстурной классификации для пород с самородной серой нет. Однако в имеющихся, перечисленных выше, заложены некоторые принципы номенклатуры и таксономии, которые должны использоваться при составлении единой унифицированной классификации серных пород.

Из классификации других типов пород ближе всего стоит разра-

ботанная С.К. Кропачевой [1981] типизация сульфатных пород сероносных галогенных формаций. Основываясь на этой классификации, в принципе можно было бы выделить и соответствующие виды серных пород, однако генетические признаки, заложенные в основу подразделения, чрезвычайно трудно поддаются расшифровке.

В классификации, предлагаемой в данной работе, учтены и использованы фундаментальные разработки таких исследований как Ф. Эрдман, Ф. Ринне, П.И. Преображенский, А.И. Заварицкий, Л.В. Пустовалов [1940], Л.В. Рухин [1953], Н.М. Страхов, С.Г. Вишняков, последующие исследования таких геологов, как А.А. Иванов, М.Л. Воронова, С.В. Ходькова, Т.М. Жаркова и др. Многие важные вопросы разобраны Е.Э. Разумовской [1962]. Одной из последних и наиболее детально разработанных является классификация пород соленосных формаций Т.М. Жарковой [1981]. Некоторые принципы таксономии серных пород и номенклатура взяты аналогично этой классификации, что позволяет коррелировать и унифицировать подразделения типов пород, входящих в состав галогенных формаций.

Прежде чем проводить типизацию каких-либо природных образований, необходимо в первую очередь определить или выделить сам предмет (или объект), подлежащий классификации. В данном случае предметами (или объектами) классификации являются серосодержащие или просто серные породы, распространенные в осадочных, продуктивных на самородную серу толщах.

Впервые без точного определения термин "серная порода" применен в "Справочном руководстве по петрографии осадочных пород" [1958], а позднее — И.С. Лазаревым при описании пород Гаурдакского месторождения [Геология..., 1974]. Нам этот термин кажется наиболее удобным при именовании пород, содержащих самородную серу.

В принципе серной можно назвать любую породу, содержащую серу в самородном виде. Однако в этом случае теряется сам смысл выделения этого типа пород. Например, водорослевый известняк, содержащий 0,1% самородной серы, практически ничем не отличается от просто водорослевого известняка. Таким образом, серной является не любая порода, содержащая самородную серу, а такая, которая обладает свойствами и качествами, присущими именно серным породам. Эти отличные от других пород свойства обусловлены минералогическими, физико-химическими и другими особенностями породопределяющего компонента, которым является самородная сера. Такими свойствами являются в первую очередь структура породы, а также твердость, проницаемость, электрическое сопротивление, термостойкость и др. Кроме того, серным породам присущи специфические "серные" текстуры. Какое же минимальное количество самородной серы в породе, например, преимущественно известнякового состава, начинает оказывать ощутимое влияние на вышеуказанные свойства? При анализе материалов по петрографическим особенностям, химическому составу и физическим свойствам серных пород, а также при изучении многочисленных образцов минимальное количество серы можно принять в 2%. В породах уже с таким содержанием наблюдается, например, пере-

кристаллизация, что изменяет их структуру и некоторые другие свойства.

Таким образом, серной называется горная порода, содержащая не менее 2% самородной серы и характеризующаяся специфическими структурно-текстурными особенностями, а также определенными физико-механическими и химическими свойствами.

Низкие, менее 2%, содержания серы можно считать акцессорной примесью или рассеянной минерализацией в породах других типов. Их можно назвать породами с редкой примесью (или редкими включениями) самородной серы.

Теперь следует коснуться взаимоотношений серных пород с другими типами горных пород. Так как серные породы галогенных формаций относятся к осадочному комплексу, то и рассматриваются в царстве осадочных пород. В упоминавшемся уже "Справочном руководстве по петрографии осадочных пород" [1958] серные породы выделяются в дочернем ряду типов пород наряду с цеолитовыми, глауконитовыми, битумными и фосфатными. Кроме того, если породы главной группы, такие, как карбонаты, сульфаты глины, песчаники и др. имеют формациеобразующее значение, то серные формациеобразующими не являются. Они закономерно входят в парагенез пород такой, например, формации, как галогенная, но в качестве подчиненных, вторичных. Встречаются серные породы и в других осадочных формациях, однако там они связаны с бушеродными, акцессорными, обычно сульфатносными фациями. Большинство же серных пород пространственно и генетически связано с галогенными формациями, поэтому основной упор в данной работе делается на серные породы галогенных формаций.

Исходя из приведенного выше определения серной породы требуется принять и соответствующую номенклатуру. Анализ имеющихся материалов показал, что с названиями серных пород происходит довольно большая путаница. Например, термином "сероносный известняк" называют породу, состоящую на 60% из самородной серы и включающую 30% кальцита и 10% гипса. Появляются в некоторых работах названия типа "серно-кальцито-известняковые породы", или "кальцититы" [Кропачева, 1981]. Кроме того, серные породы называют сероносными, серосодержащими, осерненными, вторичными, метасоматическими и т.д.

Предлагаемая в данной работе номенклатура применена в работах С.В. Ходьковой [1973] и Т.М. Жарковой [1981] для основных формациеобразующих пород галогенных формаций.

В данной номенклатуре основные элементы — минералы количеством более 20% перечисляются в порядке возрастания содержания через знак дефис (-). Например, если порода называется гипсо-ангидрит, то ангидрита больше, чем гипса. Далее в названии с предлогом "с" в порядке убывания перечисляются компоненты количеством от 20 до 5%, и далее в порядке убывания со словами "с примесью" — минералы количеством менее 5%. Например, если порода состоит из доломита (4%), гипса (11%), серы (35%) и кальцита (50%), то, согласно номенклатуре, она будет называться: серно-кальцитовая порода с гипсом и с примесью доломита. При этом, согласно определению серной породы, нижний предел

содержания серы равен 2%. Породы, где серы менее 2%, лучше называть "с редкими включениями" или "с редкой примесью". Например, доломитистый известняк с редкими включениями серы или литотамниевый известняк с редкой примесью серы. Естественно, что это будет не серная порода, а просто рассеянная серная минерализация в доломитистом или в литотамниевом известняке.

Серные породы могут иметь различный минералогический состав при неизменном главном типопределяющем компоненте — самородной сере. Соответственно одна из характеристик этих пород, одинаковая для всех, — это содержание самородной серы. Если все остальные компоненты породы обозначить как "К", то классификацию пород по серосодержанию можно представить в виде следующей номенклатурной таблицы:

К с редкими включениями серы, где серы до 2%

К с примесью серы, где серы — от 2 до 5%

К с серой, где серы — от 5 до 20%

Серно-К породы, где серы — от 20 до 50%

К-серные породы, где серы — от 50 до 80%

Сера с К, где серы — от 80 до 95%

Сера с примесью К, где серы более 95%

Приведенный принцип разделения пород по серосодержанию, скорректированный с принципом номенклатуры, является чисто количественным и может быть положен в основу выделения конкретных видов серных пород. В отличие от этого выделение других таксономических подразделений (классов и др.) основано на чисто качественных характеристиках пород. Таксономия типа серных пород по аналогии с другими естественнонаучными классификациями принимается следующая: тип—класс—семейство—вид. В некоторых случаях при сложных взаимоотношениях компонентов породы могут вводиться дополнительные подразделения — надкласс, подсемейство и др.

Наряду с серой в состав серных пород входят минералы следующих основных минеральных классов: 1 карбонаты; 2 сульфаты; 3 глинистые; 4 терригенные.

При этом четвертый класс объединяет все минералы, входящие в состав терригенной составляющей серных пород. Исходя из количества минеральных компонентов, входящих в состав серных пород, можно выделить два типа: простые (двухкомпонентные) и сложные (трех-, четырехкомпонентные породы). В подтипах в зависимости от классов минералов, сопутствующих сере, выделяются соответствующие классы серных пород. К подтипу простых (двухкомпонентных) пород относятся около 80% всех серных пород вообще, причем подавляющая часть из них относится к классу серно-карбонатных. В классах выделяются соответствующие семейства по видам сопутствующих сере минералов. Например, в классе серно-сульфатных пород выделяются три семейства: серно-гипсовое, серно-ангидритовое и смешанно-серно-гипсово-ангидритовое. В семействах выделяются конкретные виды серных пород. Классификация подтипа простых (двухкомпонентных) пород показана в таблице. Классификация семейств смешанных, таких, как, например, серно-гипсово-ангидритовое, производится аналогично семействам

Классификация подтипа простых (двухкомпонентных) серных пород

Класс	Семейство	Вид
Серно-карбонатный	Серно-кальцитовое	1. Известняк с примесью серы 2. Известняк с серой 3. Серно-кальцитовая порода 4. Кальцит-серная порода 5. Сера с кальцитом 6. Сера с примесью кальцита*
	Серно-доломитовое	1. Доломит с примесью серы 2. Доломит с серой 3. Серно-доломитовая порода 4. Доломит-серная порода* и т.д.
	Серно-кальцит-доломитовое	(рассматриваются отдельно)
Серно-сульфатный	Серно-гипсовое	1. Гипс с примесью серы 2. Гипс с серой 3. Серно-гипсовая порода 4. Гипсово-серная порода* и т.д.
	Серно-ангидритовое	1. Ангидрит с примесью серы 2. Ангидрит с серой* и т.д.
	Серно-гипсово-ангидритовое	(рассматриваются отдельно)
Серно-терригенный		1. Песчаник с примесью серы 2. Песчаник с серой 3. Серно-песчаная порода*
Серно-глинистый		1. Глина с примесью серы 2. Глина с серой*

* Данные виды в природе не наблюдались.

сложных (трехкомпонентных) пород и соответственно рассматривается ниже. В каждом семействе в классификации выделены не все возможные теоретически виды пород с серой, а лишь те, которые известны на реальных скоплениях серы. Так, в семействе серно-кальцитовых пород (около 85% промышленных запасов серы) известно пять видов (см. таблицу). Исключение составляет вид 6 (сера с примесью кальцита), который практически в природе не известен. Условно к нему можно отнести крупные гнезда и жилы почти чистой серы, известные на некоторых крупных месторождениях. А с другой стороны, например в таком классе как серно-глинистый, на сегодняшний день известен лишь один вид — это глина с примесью серы.

На рис. 1 показана в качестве примера схема классификации семейства смешанных серно-кальцит-доломитовых пород из подтипа простых (двухкомпонентных), класса серно-сульфатных. Аналогично подразделяются и другие смешанные семейства пород этого подтипа. Из диаграммы видно, что в семействе серно-кальцит-доломитовых

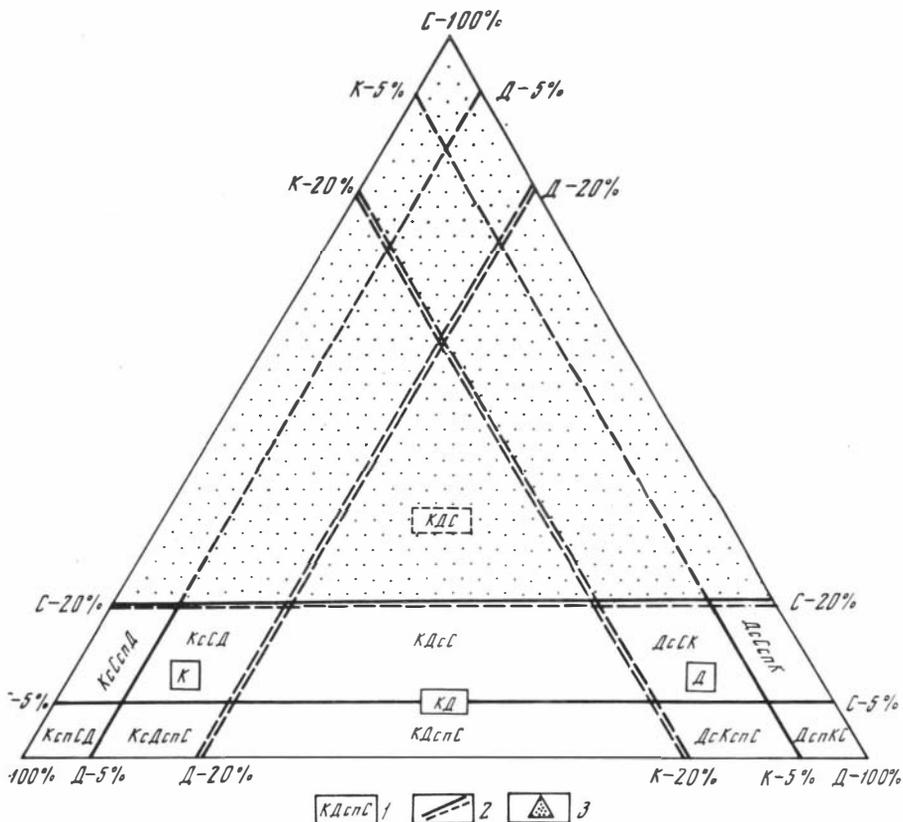


Рис. 1. Схема классификации семейства серно-кальцит-доломитовых пород

Буквы в квадратах — подсемейства; К — кальцит; Д — доломит; С — сера; 1 — группы (надвиды); 2 — границы подсемейств; 3 — поле отсутствия видов пород в природе

пород в природе наблюдаются три реально существующих подсемейства: а) преимущественно кальцитовое (К), б) кальцит-доломитовое (КД) и в) преимущественно доломитовое (Д). В каждом подсемействе можно выделить группы пород (или надвиды). Так, в первом подсемействе надвидов четыре: 1) кальцитовое с серой и доломитом (КсСД); 2) кальцитовое с доломитом и с примесью серы (КсДспС); 3) кальцитовое с примесью серы и доломита (КспДС) и 4) кальцитовое с серой и с примесью доломита (КсСспД). В каждом надвиде согласно принятой таксономии выделяются уже конкретные виды пород. Например, в первом надвиде два вида пород: кальцит с серой и доломитом и кальцит с доломитом и серой. Аналогично подразделяются и другие подсемейства.

Ниже приведены реально существующие семейства подтипа трех- и четырех компонентных серных пород:

Класс
Серно-карбонатно-сульфатный

Семейство серных пород
Серно-кальцит-гипсовых
Серно-доломит-гипсовых
Серно-кальцит-ангидритовых

Класс	Семейство серных пород
Серно-карбонатно-глинистый	Серно-кальцит-глинистых Серно-доломит-глинистых
Серно-сульфатно-глинистый	Серно-кальцит-доломит-глинистых Серно-глинисто-ангидритовых Серно-гипсо-глинистых
Серно-сульфатно-карбонатно-глинистый	Серно-кальцит-гипс-глинистых Серно-доломит-гипс-глинистых

Здесь отражены не все возможные взаимоотношения между компонентами в природе, а только те, которые реально существуют и наблюдаются на известных месторождениях и проявлениях самородной серы. На рис. 2 приводится схема классификации семейства серно-кальцит-гипсовых пород класса серно-карбонатно-сульфатных. Выделение надсемейств и подвидов производится аналогично вышеописанной диаграмме серно-кальцит-доломитовых пород. В семействе серно-кальцит-гипсовых пород выделяются следующие подсемейства: С — преимущественно серное, КС — кальцит-серное, К — преимущественно кальцитовое, СГ — серно-гипсовое, КГ — кальцит-гипсовое, СКГ — серно-кальцит-гипсовое, Г — преимущественно гипсовое. Во

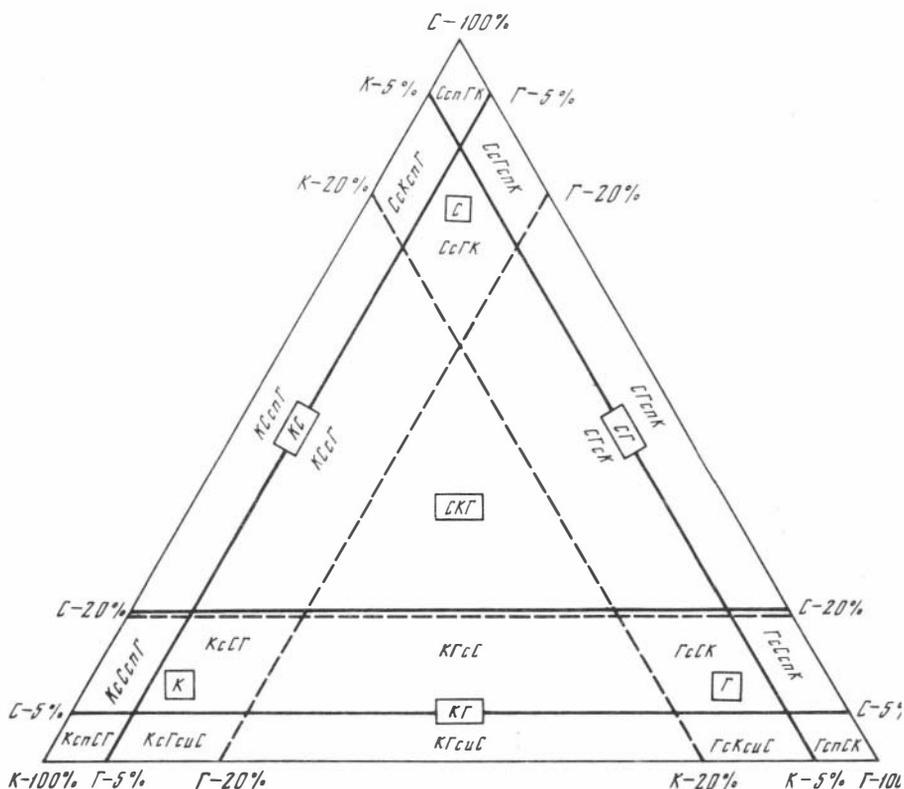


Рис. 2. Схема классификации семейства серно-кальцит-гипсовых пород
Г — гипс, остальные условия обозначения см. на рис. 1

всех подсемействах, кроме серно-кальцит-гипсового, выделяются группы (надвиды) пород. Например, в подсемействе преимущественно серных пород выделяются четыре группы (надвида): СсГК — серная с гипсом и кальцитом; СсГспК — серная с гипсом и с примесью кальцита; СсКспГ — сера с кальцитом и с примесью гипса; СспКГ — сера с примесью гипса и кальцита. Соответственно выделяются и конкретные виды пород. Например, в подсемействе СКГ (см. рис. 2) известно шесть видов пород: СКГ — серно-кальцит-гипсовая; СГК — серно-гипс-кальцитовая; КСГ — кальцит-серно-гипсовая; КГС — кальцит-гипс-серная; ГСК — гипс-серно-кальцитовая; ГКС — гипс-кальцит-серная.

Семейство серно-кальцит-гипсовых пород является наиболее важным не только в классе серно-карбонатно-сульфатных пород, но вообще во всем подтипе сложных (трех-, четырехкомпонентных) серных пород. Остальные породы сложного состава в сульфатно-карбонатных комплексах соленосных формаций встречаются довольно редко и нет смысла давать им столь детальную классификацию, как вышеприведенным. Однако принцип классификации сохраняется единый и заменяя в схеме компоненты можно аналогичным образом систематизировать и остальные семейства.

Особо обстоит дело с классом четырехкомпонентных пород серно-сульфатно-карбонатно-глинистого состава. Здесь выделяется два семейства, в каждом из них в настоящее время известно 1—2 вида пород. Так, в первом (см. вывод) известны два вида: известняк с глиной, серой и с примесью гипса (или традиционно — огипсованный сероносный мергель) и серно-кальцитовая порода с примесью гипса и глины. Во втором семействе вид один — доломит с глиной с примесью гипса и серы.

Подводя итог вышеизложенному, следует отметить, что основываясь на принятой классификации и номенклатуре, выделяя конкретные вещественные виды пород, можно вплотную подойти к выделению разновидностей пород с различной структурой и текстурой.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексенко И.И.* Сера Предкарпатья. М.: Недра, 1967, с. 87—111.
- Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитангского района Туркменской ССР / А.А. Байков, К.П. Беркелиев и др. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1974, с. 141—146, 246—248.
- Жаркова Т.М.* Классификация пород соленосных формаций. — В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 168—186.
- Кропачева С.К.* Сравнительный анализ строения сероносных галогенных формаций. М.: Недра, 1981. 120 с.
- Природная сера / Под ред. М.А. Менковского. М.: Химия, 1972, с. 41—44.
- Разумовская Е.Э.* Классификация и номенклатура соляных горных пород. — В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Л.: ВСЕГЕИ, 1962, с. 74—84.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958, т. 1, с. 18—19.
- Сребродольский Б.И.* Минеральные ассоциации серных руд. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 82—97.
- Строение и закономерности размещения серных месторождений СССР. Киев: Наук. думка, 1979, с. 152—176.
- Ходькова С.В.* Петрография калийных пород Стебниковского месторождения в связи с вопросами их генезиса: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 34 с.

С.А. СВИДЗИНСКИЙ, М.М. МУЗАЛЕВСКИЙ, Ф.И. КОВАЛЬСКИЙ
ГРЕМЯЧИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СИЛЬВИНИТОВ**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Гремячинское месторождение расположено в пределах Сафроновского участка Приволжской моноклинали и в административном отношении относится к Котельниковскому району Волгоградской области. Сафроновский участок приурочен к так называемой Преднадвиговой зоне — 20—25-километровой полосе, условно выделяемой в южном окончании моноклинали к северо-востоку от Северо-Котельниковского надвига (рис. 1). Галогенные образования кунгура, вмещающие пласты калийно-магниевого пород, развиты в Преднадвиговой зоне и севернее, практически на всей территории Приволжской моноклинали. Южнее, уже в пределах Межнадвиговой зоны, эти образования отсутствуют. При движении на северо-запад галогенная толща постепенно сокращается в мощности и выклинивается; в юго-восточном направлении, в сторону Прикаспийской впадины она погружается на глубины более 1200 м, одновременно увеличиваясь в мощности.

Гремячинское месторождение выявлено и изучено на стадии детальных поисков Волгоградской геологоразведочной экспедицией ПГО "Нижевожскгеология" в 1979—1983 г. Основанием для проведения поисковых работ явилось заключение группы сотрудников Нижевожского НИИГГ о перспективности соленосной толщи Приволжской моноклинали в отношении обнаружения месторождений калийных солей [Писаренко, Белоножко, 1978]. Ранее эта территория рассматривалась лишь в качестве промышленно магниеносной.

В геологическом строении месторождения принимают участие отложения от пермских до четвертичных. В естественных обнажениях вскрываются палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования; более древние породы встречены глубокими буровыми скважинами. Галогенная толща кунгурского яруса нижней перми развита в интервале глубин 1400—900 м. Верхняя граница яруса устанавливается по смене гидрохимических осадков пестроцветными терригенными породами перми-триаса. Между стратиграфическими подразделениями по керну фиксируется перерыв в осадконакоплении по появлению в разрезе брекчий из обломков кунгурских ангидритов, сцементированных песчано-глинистым материалом. Нижняя граница яруса принимается по смене солей и ангидритовых пород доломитами.

Крайнее в регионе прибортовое положение месторождения обусловило неполноту разреза галогенной толщи, особенно в нижней ее части. Так, геологические колонки по всем пробуренным здесь скважинам начинаются с погожской ритмопачки (VI), т.е. со средней части сводного разреза Приволжской моноклинали (рис. 2, 3). Состав вышележащих соленосных пород свидетельствует о резкой дифференцированности условий соленакпления в пределах месторождения: в северной его части (скважины 2, 7) вскрыты образования всех последующих ритмопачек вплоть до ерусланской (X); на южной окраине (скважины 3—6)

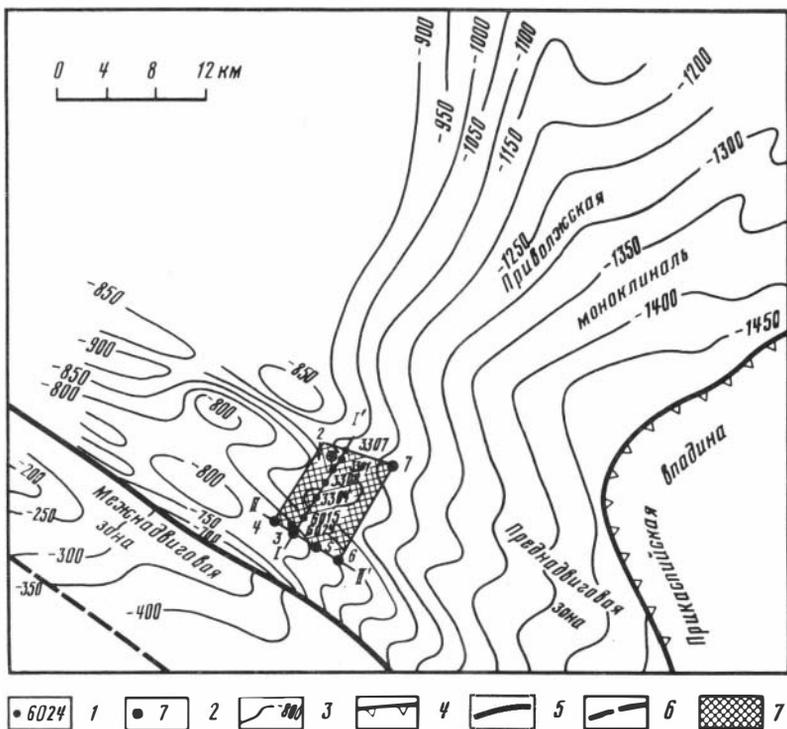


Рис. 1. Южное окончание Приволжской моноклинали. Тектоническая схема

1 — скважина объединения "Нижневожскнефть"; 2 — поисковые скважины Волгоградской ГРЭ; 3 — изогипсы поверхности сульфатно-карбонатного палеозоя, м; 4 — бортовой уступ; 5 — Северо-Котельниковский (Донецкий) надвиг; 6 — Главный надвиг; 7 — Гремячинское месторождение; римскими цифрами обозначены линии геологических профилей

перебурена мощная (порядка 100 м) толща ангидрит-доломитовых пород. Эти породы характеризуются тонко-мелкокристаллической структурой, мелкоячеистой и пятнистой текстурой. Ячейки (1—3 мм) выполнены галитом. На отдельных участках встречаются гнездообразные скопления мелких кристаллов целестина. Минералогический анализ показывает акцессорную примесь борациита. Основными породообразующими минералами являются доломит, магnezит, целестин, ангидрит; количественное соотношение их по слою меняется, однако доломит во всех случаях преобладает.

По-видимому, в постпогожское время южная часть Гремячинского месторождения и Сафроновского участка в целом резко опустилась, обусловив значительный приток опресненных вод с юга или юго-запада и сохранение здесь соответствующего режима начальной стадии галогенной седиментации до конца кунгурского времени.

Продуктивная залежь приурочена к определенному интервалу галогенной толщи — верхам погожской ритмопачки. Встречаемые выше этого интервала слои и прослои калийных и калийно-магние-вых солей не представляют практического интереса из-за маломощности и низкого качества последних.

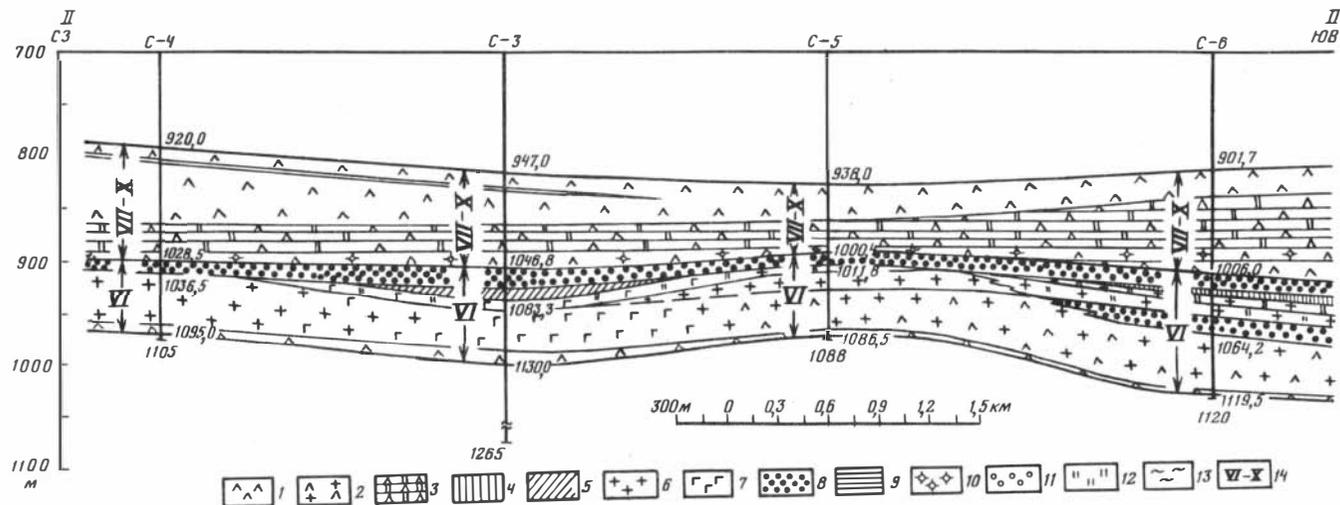


Рис. 2. Геологический разрез галогенной толщи Гремячинского месторождения по профилю II—II

Породы: 1 — ангидритовая, 2 — ангидрит-галитовая, 3 — ангидрит-доломитовая, 4 — карналлитовая, 5 — силвин-галитовая; каменная соль:

6 — сульфатсодержащая, 7 — бессульфатная (галитит); 8 — силвинит; 9 — глина; примеси: 10 — акцессорная бора, 11 — кизерита, 12 — карналлита, 13 — глины; 14 — ритмопачки (VI-погожская, VII — антиповская, VIII — пигаревская, IX — долинная, X — ерусланская)

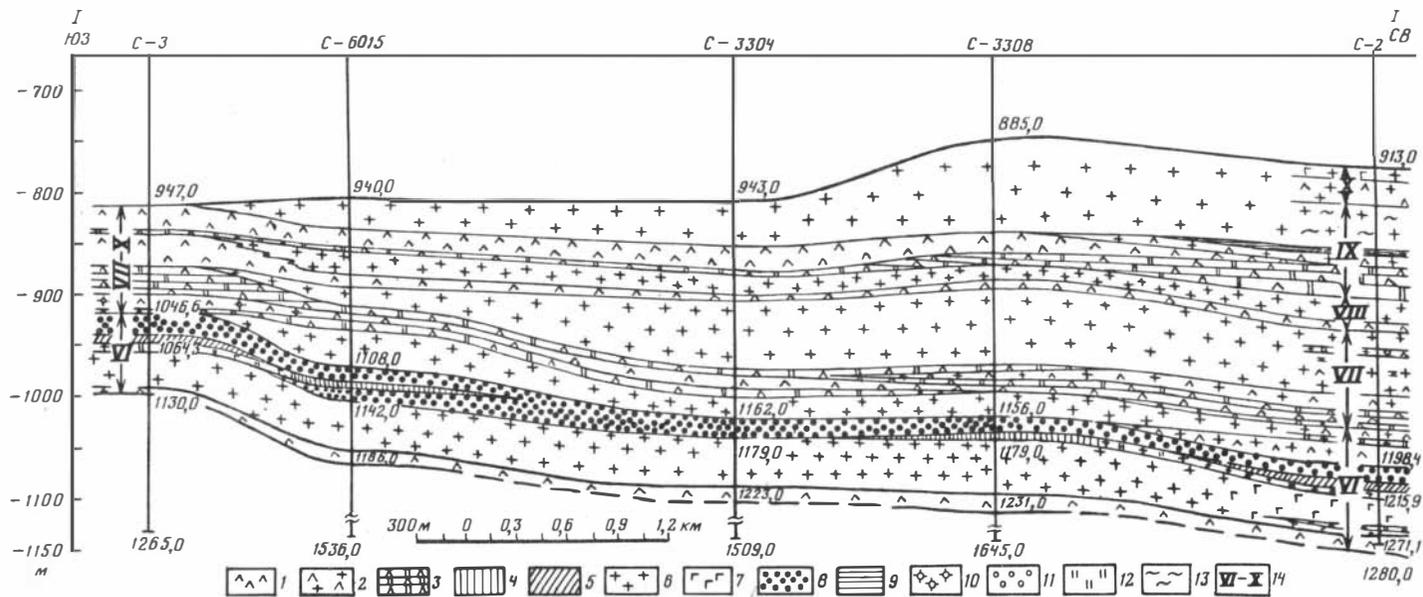


Рис. 3. Геологический разрез галогенной толщи Гремячинского месторождения по профилю I—I
 Условные обозначения см. на рис. 2

По минеральному составу на месторождении выделяется один тип руд сильвинитовый. Полезное ископаемое образует самостоятельные слои с четкими границами. Наиболее выдержанным по качеству и мощности является верхний сильвинитовый слой. Его мощность изменяется от 6 (скв. 5) до 17,5 м (скв. 2), качество — от 35 до 42% KCl. Ниже располагается слой каменной соли мощностью 0,6—1,6 м. Еще ниже развит слой сильвин-галитовой породы, в верхней части которого в некоторых пересечениях (скважины 3, 5, 6) выделяется прослой (1,2—2,5 м) сильвинита. В таких случаях этот прослой вместе с вышележащим слоем каменной соли включается в состав продуктивной залежи.

Средневзвешенные содержания (в %) по пересечениям в интервале полезной толщи изменяются следующим образом: KCl — 27,6—40,9; MgCl₂ — 0,02—0,19; MgSO₄ — 0,08—1,14; CaSO₄ — 3,5—5,2; нерастворимый остаток (Н.О.) — 1,0—3,9. Содержание KCl в подстилающей сильвин-галитовой породе низкое: 10—14%.

Аномальное строение калиеносного горизонта зафиксировано в пересечении по скв. 6. Здесь в сильвин-галитовом слое, подстилающем продуктивную залежь, выделяется два интервала (6,5 и 18,9 м), по качеству отвечающих полезному ископаемому. Соответственно суммарная мощность продуктивной толщи по скв. 6 резко увеличивается и составляет 39,4 м.

Пласты калийных солей, так же как и вмещающих галогенных образований в целом, располагаются субгоризонтально с незначительным уклоном в северном и северо-восточном направлениях. В южной части месторождения они прослеживаются на глубинах 1004—1064 м, а в северной — 1198—1301 м.

Запасы полезного ископаемого, подсчитанного по результатам детальных поисков (категория С₂), составляют 1,2 млрд.т., средневзвешенные содержания (в %) KCl — 32,6; MgCl₂ — 0,12; CaSO₄ — 4,5; Н.О. — 2,9.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГ-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ГАЛОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Минералого-петрографические исследования соленосных пород Гремячинского месторождения выполнены сотрудниками Ростовского государственного университета (Н.М. Седлецкая, В.С. Деревягин). Литологическое описание осуществлялось геологами Волгоградской ГРЭ (В.П. Бордюгов, Л.В. Аношин, С.А. Свидзинский). При описании ядра основное внимание уделялось текстурным особенностям галогенных пород, в частности строению простейшего ритма или микроритма. Выделение ритмов осуществлялось по четкой повторяемости в разрезе определенной комбинации сезонных слоев ангидрита с разделяющими их прослойками галита, сильвина, карналлита и т.п. В интервалах каменной соли такая комбинация в основном предусматривает два элемента: а) сульфат-галитовый и б) галитовый. Первый из них содержит ангидритовые слои или значительную примесь ангидритового или глинистого материала; второй — сложен практически чистым галитом.

Погожская ритмопачка (VI), располагающаяся в нижней части соленосных образований, разделяется на четыре пласта (снизу вверх): базальный ангидритовый, галититовый, калийно-магниевого солей и ангидрит-галитовый с примесью карналлита.

Базальный ангидритовый пласт сложен ангидритовой породой серой и темно-серой, тонко-мелкокристаллической, массивной и неясно-слоистой. Под микроскопом основная масса представлена волокнистыми образованиями ангидрита, имеющими форму радиально-лучистых пучков; встречаются также призматические и изометричные кристаллы. Доломит присутствует в виде отдельных комочков или каемок вокруг радиально-лучистых образований ангидрита.

Мощность пласта 6—13 м.

Пласт галититов представлен каменной солью светло-серой, розовой, реже — темно-серой, средне-крупнокристаллической, массивной (рис. 4,1). Темно-серый цвет обусловлен тонкорассеянной примесью глинистого материала. Ангидрит образует каемки (до 1 мм) вокруг кристаллов галита; на отдельных участках толщина каемок неравномерно увеличивается до 0,3—1, реже — 3 см; порода приобретает брекчиевидную или дендритовидную текстуру. Содержание ангидрита постепенно увеличивается к средней части пласта, где располагается прослой (0,5—0,7 см) доломит-ангидритовой породы серой, микрозернистой, микрослоистой. К подошве пласта содержание ангидрита постепенно уменьшается. Под микроскопом в доломит-ангидритовой породе отмечают ориентированные параллельно друг другу зерна ангидрита, слойки и линзочки микрозернистого доломита с примесью глины; по микрозернистому ангидриту развиваются ромбоэдрические и округлые зерна (0,03—0,08 мм) доломита и гипс (3—5%). В основной массе каменной соли размер кристаллов галита преимущественно 15—20 мм, минимальный — 5, максимальный — 40 мм; форма кристаллов — кубическая, реже неправильная. Многие кристаллы сохраняют следы первичных структур и газовой-жидкие включения. На разных участках примесь представлена ангидритом, галопелитовым веществом, полигалитом. Ангидрит (до 15%) развит в виде включений в кристаллах галита, каемок вокруг кристаллов, микрозернистых скоплений, сноповидных, радиально-лучистых и пучковидных образований, растущих в галите. Полигалит отмечается редко, он образует каемки вокруг галитовых зерен или скопления зерен шестоватой формы, часто с полисинтетическим двойникованием.

Содержание (в %) в породе NaCl — 83—95; CaSO₄ — 2—7; MgSO₄ — 0,1—1,3; Н.О. — 0,4—8,8.

Мощность пласта изменяется от 32,4 до 64,2 м.

Пласт калийно-магниевого солей располагается на площади месторождения в интервале глубин 1311,5—1004 м. Мощности его изменяются от 6,5 (скв. 7) и 58,2 (скв. 6).

В составе пласта выделяется несколько слоев (снизу вверх):

1. Каменная соль с примесью сильвина и карналлита. Порода светло-серая с розовым оттенком, мелкокристаллическая, массивная. Сильвин приурочен в основном к верхней части слоя (1,5—2 м) и развит в виде отдельных прослоев. Карналлит прослеживается ниже в форме гнезд

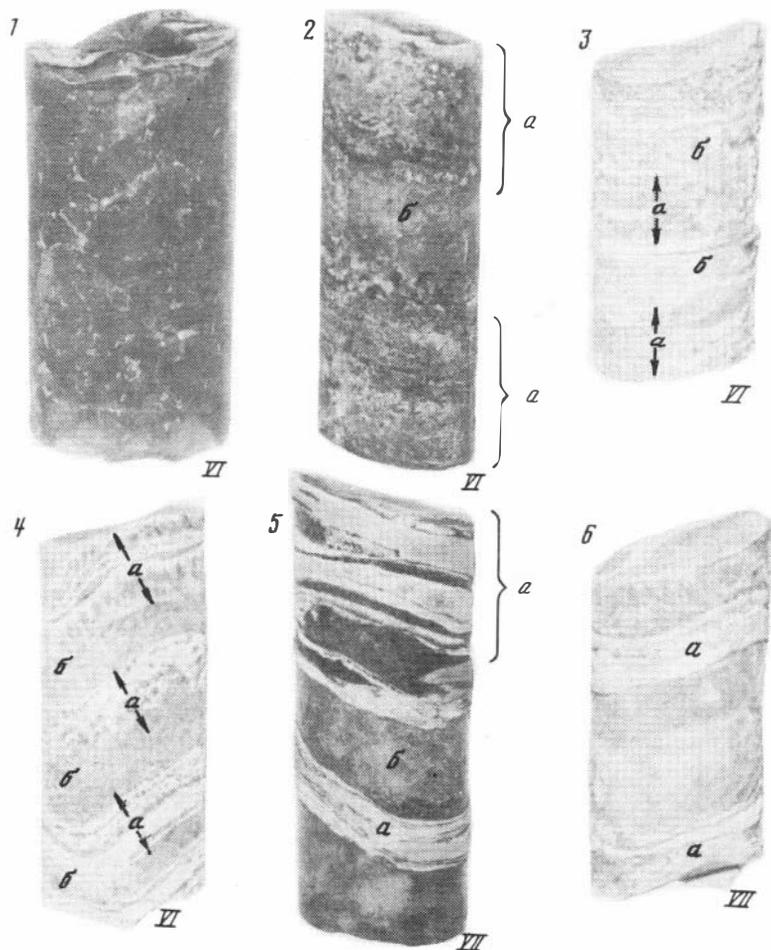


Рис. 4. Горные породы погожской (VI) и антиповской (VII) ритмопачек, скв. 2

1 — галит массивный с включением между кристаллами галита ангидритового материала (более светлое), 1237 м; 2 — сильвинит-галитовая порода (*a* — сильвиновый и *b* — галитовый элементы ритма), 1219 м; 3 — сильвинит слоистый: чередуются прослойки загрязненные глиной и ангидритом (*a*) и чистые (*b*), 1211 м; 4 — ангидрит-галитовая порода (*a* — сульфат-галитовый и *b* — галитовый элементы ритма), 1186 м; 5 — доломит-ангидрит-галитовая порода (*a* — сульфат-галитовый и *b* — галитовый элементы ритма), 1096 м; 6 — ангидрит-галитовая порода с примесью карналлита, сильвина, кизерита, подгалита (*a* — прослой ангидрита), 1090 м

(1—2 см), линзочек. Примесь глинистого материала наблюдается в отдельных прослойках (1—3 см).

Форма зерен галита в каменной соли неправильная и кубическая, с признаками зональной структуры и газовой-жидкими включениями. Характерно обилие включений микрозернистого ангидрита в зернах галита, а также скопление этого минерала в виде каемок, петелек вокруг зерен. Сильвинит в прослоях содержит бурую примесь ангидрита и

глины. Зерна сильвина, так же как и галита, имеют неправильную форму, часто с включением ангидрита, ашарита и реже полигалита. Структура полигалита микрозернистая; ашарит образует лучистые агрегаты тонко-гольчатых зерен.

Мощность слоя 3—10 м.

2. Сильвин-галитовая порода ритмично-слоистая, со следующим строением ритма (см. рис. 4,2):

a — сильвиновый элемент представлен сильвинитом розовым, серым, розовато-серым, мелко-среднекристаллическим, неяснослоистым; примесь глинистого материала приурочена к отдельным прослойкам (1—3, реже 5—7 см); мощность *a*-элемента ритма постепенно увеличивается вверх по слою от 3—5 до 10—15 см;

b — галитовый элемент сложен каменной солью светло-серой с розоватым оттенком, тонко-мелкокристаллической, массивной; мощность *b*-элемента постепенно уменьшается снизу вверх от 10—30 до 3—5 см.

Среднее содержание KCl по слою изменяется от 10 до 14%.

В скв. 5 слой полностью представлен сильвинитом (1,2 м), а в скв. 3, при мощности слоя 15 м сильвинитом сложена верхняя его часть (2 м).

3. Каменная соль чистая (галитит) светло-серая с розоватым оттенком, мелко-среднекристаллическая, массивная. Отмечается незначительная примесь сильвина и тонкорассеянного глинистого материала. Мощность слоя 0,6—1,6 м.

4. Сильвинит (см. рис. 4,3) светло-серый, серый, розовый, мелко-среднекристаллический, слоистый. В общем выделяется две разновидности сильвинита: светло-серый чистый и серый, розовый с примесью глинистого и ангидритового материала. Чистые разновидности с массивной или неяснослоистой текстурой располагаются в верхних частях слоя отдельными значительными по мощности прослоями (1—2 м), а ниже прослеживаются маломощными прослоями (3—5 см). Сильвиниты второй разновидности отличаются ритмичным чередованием прослоев (3—7 см) сильвинита розового, массивного с весьма малой примесью ангидрита, располагающегося между кристаллами сильвина, и прослоев (10—15, реже 3—5 см) сильвинита серого и розовато-серого со значительной тонкорассеянной примесью глинистого и ангидритового материала.

В нижней части сильвинитового слоя появляются отдельные прослои (3—5 см) каменной соли светло-серой, мелко-среднекристаллической, неяснослоистой.

Под микроскопом в составе слоя устанавливается несколько разновидностей пород: ангидрит-галитовая, галит-сильвиновая, ангидрит-галит-сильвиновая, сильвин-ангидрит-галитовая, галитовая. Вангидрит-галитовой породе галит развит в виде зерен (1—4 мм, реже до 1 мм) неправильной формы; прослеживается чередование прослоев галита без первичных структур и прослоев с зонально-зернистыми кристаллами, в которых располагаются газово-жидкие включения и к которым приурочено значительное содержание ангидрита; ангидрит пелитоморфно-микрозернистый, развит в виде включений в зернах галита или скоп-

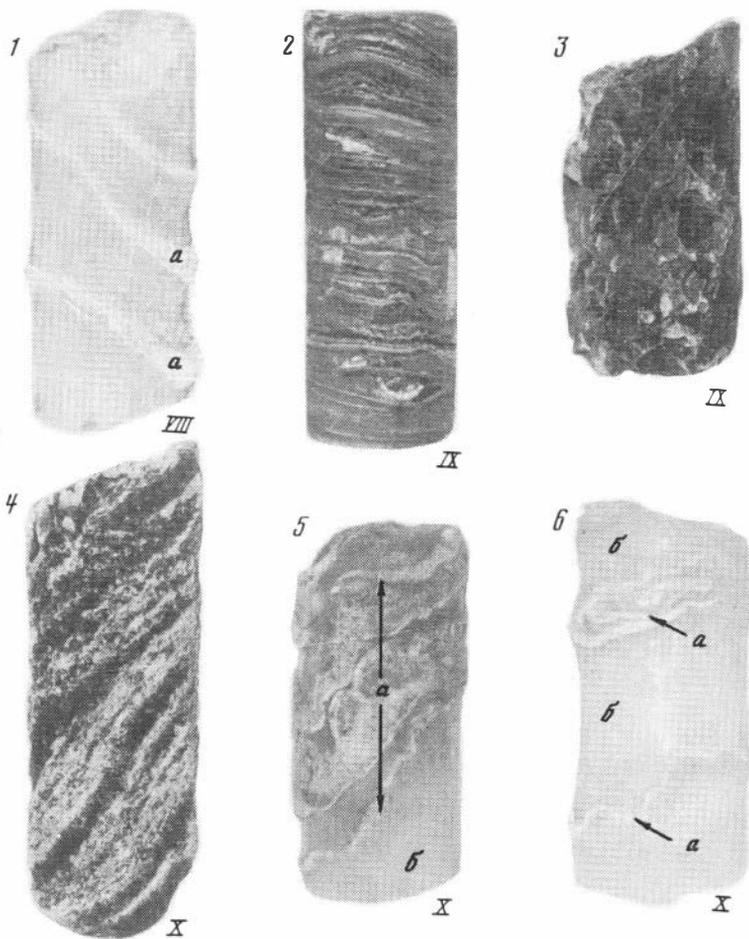


Рис. 5. Породы пигаревской (VIII), долинной (IX) и ерусланской (X) ритмопачек, скв. 2

1 — каменная соль с прослоями ангидрита (*a* — сульфат-галитовый элемент ритма), 1047 м; 2 — галит-доломит-ангидритовая порода волокнисто-слоистой, шелевидной текстуры (темное — галит), 1016 м; 3 — ангидрит-галитовая порода брекчиевидной текстуры (более темное — галит), 1005 м; 4 — галит-ангидритовая порода неясно-слоистая (темное — галит) 963,5 м; 5 — ангидрит-галитовая порода (*a* — сульфат-галитовый и *b* — галитовый элементы ритма), 930 м; 6 — каменная соль (*a* — сульфат-галитовый и *b* — галитовый элементы ритма), 920 м

лений в межзерновых пространствах; в зернах галита отмечаются мелкие включения сильвина.

В сильвинсодержащих породах, разнозернистых, нечеткослоистых зерна галита (преимущественно 1—2 мм) неправильной, реже кубической формы; широко развиты зонально-зернистые структуры с газово-жидкими включениями; сильвин образует неправильные зерна (1—4, до 10 мм), с редкими включениями мелких зерен галита и ангидрита; ангидрит развит в отдельных, не всегда ясно выраженных прослоях и

сопровождается примесью глины; встречается он также в виде каемок и петелек вокруг зерен галита и сильвина. Структура ангидрита микрозернистая (до 0,05 мм); форма зерен неправильная, короткопризматическая.

Мощность сильвинитового слоя изменяется от 3,5 (скв. 7) до 17,5 м (скв. 2).

Пласт ангидрит-галитовый с примесью карналлита подразделяется на несколько слоев, причем в полном своем проявлении он развит в северной части месторождения (скважины 2, 7); в южной части месторождения пласт представлен нижним слоем (0,6—4,5 м) каменной соли светло-серой, серой, мелкокристаллической, неяснослоистой и петельчатой текстуры; ангидритовый материал развит между кристаллами галита; иногда ангидрит образует прослой (около 5 см) ячеисто-сотвидной текстуры с включением мелких кристаллов (0,2—0,4 см) галита.

Выше (северная часть месторождения) располагается толща (порядка 30 м) галит-ангидритовых, ангидрит-галитовых и ангидритовых пород, чередующихся между собой слоями от 1,8 до 6,2 м. В средней части этой толщи прослеживается слой (9,4 м) каменной соли серой мелко-среднекристаллической, слоистой; слоистость обусловлена наличием пачек (0,3—1,5 см), реже — одиночных слойков ангидрита, располагающихся без определенной закономерности (ритмики). Отмечается незначительная (0,3—0,5%) примесь карналлита.

Весьма характерным является слой (6,2 м) ангидрит-галитовой породы (см. рис. 4,4) светло-серой с буроватым оттенком, мелко-среднекристаллической, слоисто-петельчатой текстуры:

а — сульфат-галитовый элемент ритма представлен прослоем (0,3—0,5 см, иногда до 1—1,5 см) галит-ангидритовой породы серой; ангидрит образует петельчатый каркас, вмещающий мелкие и средние (до 0,7 см) кристаллы галита;

б — галитовый элемент сложен каменной солью светло-серой с буроватым оттенком; мелко-среднекристаллической, массивной с тончайшими пленками ангидрита между кристаллами галита; мощность *б*-элемента ритма изменяется от 0,5 до 3 см; в отдельных ритмах он выпадает и в таких случаях мощность *а*-элемента увеличивается до 5—10 см.

В нижней части слоя (2,7 м) галитовый элемент ритма уменьшается до 0,3—1 см, а сульфат-галитовый — увеличивается от 10—20 см.

Под микроскопом устанавливается, что слоистость породы обусловлена нитевидными прожилками тонкодисперсного органического и глинистого вещества желто-бурого цвета. Ангидрит образует зерна (до 0,1 мм) преимущественно игольчатой формы, которые в прослойках ангидрита располагаются параллельно друг другу; в галит-ангидритовых прослоях зерна ангидрита располагаются неориентированно, образуя брусковидную микроструктуру. Большинство зерен галита имеет зональное строение, которое подчеркивается включением глинистого вещества, рапы и газа.

Антиповская ритмопачка VII состоит из следующих пластов: базального доломит-ангидритового, доломит-ангидрит-галитового, ан-

гидрит-галитового с примесью калийно-магниевых минералов и пласта каменной соли.

Базальный доломит-ангидритовый пласт располагается в подошве ритмопачки. В нижней его части (2 м) прослеживается ангидритовая порода серая, тонкокристаллическая, неяснослоистая. Выше залегает слой (3,6 м) доломит-ангидритовой породы серой, тонкокристаллической, с примесью мелких кристаллов галита. Слойки (0,1—1,5 мм) ангидрита и доломита волнистообразные, часто переплетаются между собой; граница между слоями нечеткая, расплывчатая. Доломит темно-серый, пелитоморфно-микрозернистый, содержит тонкорасеянную примесь глины и редкие угловато-окатанные зерна кварца (до 0,04 мм). Доломит частично замещается ангидритом. Ангидритовые слои представляют собой скопления призматических, шестоватых, таблитчатых и неправильной формы зерен ангидрита (0,2—0,3 мм). Встречаются поры, выполненные железисто-глинистым материалом и таблитчатые зерна целестина. Пиритовая минерализация в виде кубиков и шариков приурочена к доломитовым слоям.

Далее следует слой (4,4 м) доломит-ангидритовой породы четко микрослоистой за счет чередования слоев (0,1—0,4 мм) доломита темно-серого пелитоморфного с примесью глины и слоев (0,1—1,2 мм) ангидрита светло-серого, мелкозернистого.

Выше залегает слой (6,6 м) ангидритовой породы, вмещающей мало-мощные (5—7 см) прослойки каменной соли. Этот слой сменяется ангидрит-доломитовой породой (мощность 1,8 м) тонкослоистой. Здесь чередуются слои (0,05—1 мм) ангидрита светло-серого, пелитоморфно-микрозернистого и слои (0,1—1,5 мм) доломита темно-серого пелитоморфно-микрозернистого. В слоях ангидрита отмечаются зерна доломита и наоборот. Ангидрит в виде короткопризматических, игольчатых, чаще неправильных зерен с неровными, корродированными доломитом контурами.

Венчает разрез пласта слой (2 м) известняка доломитисто-глинистого. Основная масса породы сложена микро-мелкозернистым (0,01—0,04 мм) кальцитом с доломитом. Глина концентрируется в неровных слоях (0,02—0,05 мм). Прослеживаются линзочки ангидрита, ориентированные по наслоению; на отдельных участках по ангидриту развиваются кальцит и гипс.

Доломит-ангидрит-галитовый пласт (55,5 м) сложен доломит-ангидрит-галитовой породой светло-серой и серой, мелко-среднекристаллической, ритмичнослоистой, со следующим строением ритма (рис. 4,5):

а — сульфат-галитовый элемент представлен прослоем (0,5—2 см, иногда до 4—5 см) доломит-ангидритовой породы светло-серой, тонкокристаллической, тонкослоистой и неяснослоистой; в некоторых ритмах *а*-элемент содержит прослойки (0,1—0,2 см) или мелкие кристаллы галита;

б — галитовый элемент ритма сложен каменной солью светло-серой и серой, мелко-среднекристаллической, массивной; мощность *б*-элемента изменяется от 0,5—3 см в верхней части слоя (12 м) до 3—20 см — ниже; в некоторых ритмах галитовый элемент уточняется до 0,2—

0,3 см, а мощность *a*-элемента увеличивается соответственно до 10—15 см.

В отдельных интервалах доломит-ангидритовые прослои будинированы без растяжения будин по слою, однако с их вращением вокруг своей оси до 180°. Выше и ниже нарушенных интервалов (0,5—5 м), прослеживается совершенно ненарушенная будинажом или плейчатостью слоистость.

Доломит-ангидритовая порода в прослоях микрослоистая, микрозернистая. Мощность отдельных слоев 0,02—0,2 мм, чаще 0,2—1 мм; границы между слоями нечеткие. Чередуются слои ангидрита и ангидрита с доломитом. В слоях ангидрита этот минерал имеет длиннопризматический, призматический, шестоватый, игольчатый облик, образуя брусковидную и агрегатную структуры. В доломит-содержащих слоях доломит находится в тонкорассеянном состоянии; иногда образует комочки (0,02—0,1 мм) и зерна (0,05—0,15 мм) неправильной формы с зональным строением.

Пласт ангидрит-галитовой породы с примесью калийно-магниевого минералов (6,5 м) сложен ангидрит-галитовой породой (см. рис. 4,6) розовато-серой, мелкокристаллической, слоистой с примесью карналлита, сильвина, кизерита, полигалита. Слоистость обусловлена наличием невыдержанных по мощности, часто волнистых прослоев (0,3—1 см, редко до 2—3 см) ангидрита светло-серого тонкокристаллического; слои развиты с интервалом 1—5 см. Содержание (в %) в породе NaCl — 76,5—80,2; KCl — 0,4—1,1; MgCl₂ — 0—0,7; MgSO₄ — 1,3—3,3; K₂SO₄ — 0—1,3; CaSO₄ — 3,8—4; Н.О. — 10,8—15,1.

Необходимо отметить, что рассматриваемый пласт вследствие литологических отличий и необычного набора калийно-магниевого минералов имеет надежное маркирующее значение не только в пределах Приволжской моноклинали, но и в западной части Северного Прикаспия [Свидзинский, 1983].

Пласт каменной соли (16 м) светло-серой, серой, мелко-среднекристаллической, слоистой. Ангидрит развит в виде сплошных микрозернистых масс с примесью глинистого материала; образует слои (1—2 мм) и прослойки (0,3—1 см), расположенные с интервалом 0,5—1 см, реже 2—5 см. Кристаллы галита (1,5—7 мм) сохраняют зональнозернистую структуру и окаймлены ангидритовыми пленками. В нижней части слоя (4 м) отмечена незначительная (до 1%) примесь карналлита, кизерита, сильвина.

Пигаревская ритмопачка (VIII) состоит из трех пластов.

Базальный ангидритовый пласт (9 м) сложен ангидритовой породой доломитистой с примесью галита. Структура микро-мелкозернистая, текстура — неяснослоистая, на небольших интервалах (2—5 см) мелкозернистая с включением кубических зерен галита (0,02—0,6 мм). Ангидрит образует чешуйчатые, пластинчатые, неправильной формы зерна; на участках развития доломита встречаются более крупные (0,4—0,6 мм) призматические зерна. Присутствуют также радиально-лучистые, сноповидные, щеткообразные сростки, скопления зерен ангидрита. В массе ангидрита рассеяны удлиненной формы зерен гипса, корродированные ангидритом. Доломит развит в виде изометричных (0,02—0,03 мм) зерен;

образует включения различной формы: одиночные кристаллы, цепочки, слойки, пучки, комочки, агрегаты.

Пласт каменной соли (22,5 м) светло-серой, серой, среднекристаллической, слоистой (рис. 5,1). Ангидрит образует прослойки (от 0,2—0,3 до 1—2 см), которые в верхней части слоя (6 м) расположены с интервалами 5—20 см, ниже — 3—10 см и в подошве слоя (2 м) — 3—5 см. В прослоях ангидрид представлен в виде сплошной микрозернистой массы с примесью пелитового глинистого материала. Зерна галита (2—10 мм) неправильной и кубической формы, многие сохраняют первичную зонально-зернистую структуру с газово-жидкими включениями. Вокруг зерен галита развиты каемки микрозернистого ангидрита.

Пласт ангидрит-галитовой породы (4 м) светло-серой, слоистой, со следующим строением микроритма:

а — сульфат-галитовый элемент представлен прослоем (5—20 см) ангидрита тонкослоистого и мелкоячеистого с примесью мелких кристаллов галита;

б — галитовый элемент (2—20 см) сложен каменной солью мелко-среднекристаллической, с незначительной примесью ангидрита, рассеянного между кристаллами галита.

Зерна галита (1—5 мм, реже 5—7 мм) неправильной, иногда удлиненной формы. Обрастание зерен галита микрозернистым ангидритом создает ажурную, нечетчатую текстуру. Бессолевые ангидритовые прослойки имеют нечеткослоистую текстуру, обусловленную распределением тонкодисперсного глинистого вещества по наслоению.

Долинная ритмопачка (IX) состоит из двух пластов: базального доломит-ангидритового и глинисто-ангидрит-галитового.

Доломит-ангидритовый пласт (68 м) подразделяется на несколько слоев. В нижней части располагается слой (1,5 м) доломитовой породы темно-серой, тонкозернистой, массивной и тонкослоистой. В подошве залегает прослой (4 см) алевролита слоистого.

Выше прослеживается слой (5,3 м) ангидрит-доломитовой породы глинистой темно-серой с зеленоватым оттенком, массивной. В нижней части этого слоя (1,5 м) текстура породы тонкослоистая за счет чередования слойков ангидрита (0,05—0,6 мм) и доломита (0,1—0,7 мм, иногда до 6 мм). Ангидрит преимущественно мелкозернистый (0,01—0,1 мм), форма зерен чешуйчатая, неправильная; структура ксеноморфно-зернистая, брусковидная. В слойках доломита встречаются зерна ангидрита (3—5%), располагающиеся по наслоению. Границы между слойками нечеткие. По всему слою рассеян пирит (5—6%) в виде зерен (0,01—0,1 мм) округлой формы и их скоплений.

Далее следует слой (3,7 м) глинисто-доломитовой породы серой и темно-серой, массивной и тонкослоистой. Слоистость за счет чередования светлых и темных слойков глинисто-карбонатного вещества. Доломит пелитоморфно-микрозернистый. Отмечается примесь зерен (0,01—0,05 мм) ангидрита, гипса, скопления пирита; зерна ангидрита часто корродированы глинисто-карбонатным веществом.

Выше располагается слой (21,5 м) галит-доломит-ангидритовой породы (см. рис. 5,2). Тектурный облик породы изменяется от

массивного до неяснослоистого, ячеистого и щелевидного. Слоистость обусловлена чередованием ангидритовых и доломитовых слойков и прослойков; ячейки и щели (0,1—1 см) выполнены галитом темно-серым. В нижней части слоя (2—2,5 м) присутствует значительная примесь глинистого материала. В некоторых интервалах ангидрит, кроме слойков, образует также крустификационные каемки вокруг зерен (0,1—1 мм) галита, нередко вращая в эти зерна. Отмечается примесь пелитового карбонатно-глинистого материала также в виде каемок. Галит в основном образует зерна неправильной формы размером 0,25—3 мм, иногда 5—10 мм. Под микроскопом прослеживается чередование слойков галит-ангидритовых и доломит-ангидритовых. В галит-ангидритовых слойках форма зерен ангидрита сноповидная, сферолито-подобная, удлиненно-призматическая. Наблюдается внедрение ангидрита в галит. Доломит-ангидритовые прослойки (1—4 мм) сложены ангидритом в виде сплошных масс и пелитоморфным доломитом. С этими прослойками связана примесь глинистого материала.

Глинисто-ангидрит-галитовый пласт разделяется на несколько слоев.

В нижней части (8,9 м) располагается ангидрит-галитовая порода (см. рис. 5,3) светло-серая до темно-серой, средне-крупнокристаллическая и брекчиевидная. Ангидритовый материал развит в виде извилистых прослоев (0,1—0,4 см) или сгустков (1—3 см). Размер кристаллов галита и сгустков ангидрита увеличивается к подошве слоя. Несоляная составная часть породы представлена ангидритом с глиной в виде сплошных микрозернистых масс. Отмечаются единичные зерна (0,03—0,04 мм) доломита.

Выше залегает слой (21 м) каменной соли светло-серой с буроватым оттенком мелко- и крупнокристаллической и крупно массивной. Серый цвет обусловлен тонкорассеянной примесью глинистого материала в кристаллах галита и его скоплением в виде пленок или сгустков между кристаллами. Встречаются отдельные прослойки (0,3 м) глины темно-бурой с мелкими кристаллами галита.

Ерусланская ритмопачка (X) завершает разрез галогенных пород, вскрытых на площади Гремячинского месторождения. Пачка разделяется на четыре пласта: базальный, глинистый каменной соли, ангидрит-галитовый и чистой каменной соли.

Базальный пласт в нижней своей части (1,9 м) представлен галит-ангидритовой породой серой, слоистой, со следующим строением микроритма:

а — сульфат-галитовый элемент — прослой (0,5—3 см, иногда до 5—7 см) ангидрита ячеисто-сотовидной, реже массивной текстуры, пелитоморфно-зернистой структуры; ячейки выполнены мелкими (1—3 мм) кристаллами галита;

б — галитовый элемент (3—5 см) сложен каменной солью средне-крупнокристаллической; ангидритовый материал образует пленки между кристаллами галита.

Выше располагается слой (5,4 м) ангидрит-галитовой породы серой, красновато-серой, средне-крупнокристаллической, массивной. Разно-

ориентированные скопления (сгустки) ангидрита, размером от долей сантиметра до 2—3 см, развиты неравномерно по слою.

Венчает разрез пласта слой (1 м) галит-ангидритовой породы голубовато-серой, тонкокристаллической, неяснослоистой (см. рис. 5,4). Каверны (0,1—1 см) и трещины в ангидрите выполнены галитом; галит образует также маломощные невыдержанные прослойки.

Пласт глинистой каменной соли (16 м) буровато-серой, оранжево-бурой, средне-крупнокристаллической, массивной и брекчиевидной. Глинистый материал развит в виде сгустков (1—3 мм) или тонкорассеянной примеси как между кристаллами галита, так и внутри кристаллов по зонам их роста. Глинистое вещество монтмориллонит-гидрослюдистого состава содержит значительную (25—30%) примесь доломита пелитоморфно-микрозернистого. Бурый цвет породы обусловлен наличием тонкодисперсных окислов и гидроокислов Fe.

Ангидрит-галитовый пласт (26 м) сложен светло-серой и серой ангидрит-галитовой породой, разнокристаллической, слоистой, со следующим строением микроритма (см. рис. 5,5):

а — сульфат-галитовый элемент представлен прослоем (0,2—0,5 до 2—3 см, реже до 5—6 см) ангидрита микрозернистого, сотовидной текстуры, вмещающего мелкие (1—2 мм) кристаллики галита; прослойки извилистые, невыдержаны по мощности;

б — галитовый элемент сложен каменной солью светло-серой, переходящей постепенно к *а*-элементу в серую и темно-серую; мощность изменяется от 2—3 до 8—10 см, редко до 20 см.

Зерна галита имеют преимущественно неправильную форму, часть из них сохраняет следы первично-зональных структур. Ангидрит образует каемочки и петельки вокруг зерен галита. Структура ангидрита пелитоморфно-микрозернистая с примесью глинистого вещества.

Пласт чистой каменной соли (8 м) светло-серой и серой, среднекристаллической, слоистой, со следующим строением микроритма (см. рис. 5,6):

а — сульфат-галитовый элемент представлен одиночным извилистым прослойком (1—3 мм), реже пачками из 2—4 слоев (0,4—1 см) ангидрита;

б — галитовый элемент (5—10 см) сложен светло-серым, среднекристаллическим, массивным галитом.

ВЫВОДЫ

На южном окончании Приволжской моноклинали (Сафроновская площадь) выявлено и изучается крупное Гремячинское месторождение калийных солей. Сильвинитовая залежь, являющаяся стратиграфическим аналогом бишофитового пласта погожской ритмопачки, развитого на основной части территории моноклинали, прослежена буровыми скважинами на площади около 34 км². Залежь располагается на глубинах 1000—1300 м, мощность ее изменяется от 7,8 до 39,4 при средневзвешенных содержаниях NaCl 27,6—40,9% (среднее 32,6%). В пределах изученной площади запасы сильвинитов по категории С₂ составляют 1,2 млрд.т; прогнозные запасы калийных солей до глубины возможной

добычи подземным выщелачиванием (1500 м), оцениваются в 5—8 млрд.т.

Гремячинское месторождение сильвинитов отличается весьма благоприятными транспортно-экономическими условиями: наличие железнодорожной магистрали и станции на территории месторождения; автомагистраль с твердым покрытием до г. Волгограда; близость (15 км) Цимлянского водохранилища. Возможность его освоения наряду с Эльтонским месторождением определяет реальные перспективы создания в Нижнем Поволжье крупной сырьевой базы производства минеральных удобрений и других продуктов переработки калийных солей.

ЛИТЕРАТУРА

Писаренко Ю.А., Белоножко В.С. Перспективы промышленной калиенности бортовой зоны Прикаспийской впадины. — *Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья*, 1978, вып. 17, с. 80—81.

Свидзинский С.А. Сводный разрез галогенных образований западной части Северного Прикаспия. — В кн.: *Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах*. Новосибирск: Наука, 1983, с. 87—88.

УДК 553.63:552.53

Ю.В. БАТАЛИН, Е.Ф. СТАНКЕВИЧ, В.Г. ЧАЙКИН ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литолого-фациальную основу галогенных отложений составляют хемогенно-соляные породы, представляющие собой минеральные ассоциации (парагенезисы) соляных минералов, унаследованные от солевого состава исходных вод и рассолов бассейнов галогенной седиментации [Баталин, Станкевич, 1975, 1977, 1981].

Такая генетическая унаследованность (соподчиненность) наиболее полно выражает гидрохимическую, физико-химическую и литолого-фациальную сущность галогенеза как хемогенно-осадочного процесса. Несмотря на разные уровни сложности и развития, в каждом из этих видов природных объектов: водах и рассолах, соляных минералах (табл. 1, см. вкл.), а также соляных породах и галогенных отложениях (формациях) (табл. 2, см. вкл.) имеются и проявляют свои характерные (специфические) свойства "элементарные клеточки" — солевой (химический) состав исходных вод и рассолов, являющийся материально-вещественной (литолого-геохимической) основой галогенных образований. Действительно, как было установлено ранее [Баталин, Станкевич, 1975], каждому типу испаряющихся вод и минеральных ассоциаций соляных эвапоритов присущи свои характерные компоненты: в содовом — это карбонаты и бикарбонаты Na, в сульфатном — $MgSO_4$ и в хлоридном — $CaCl_2$, определяющие физико-химическую сущность этих типов (см. табл. 1). Другие компоненты состава вод и минеральных ассоциаций являются

как бы переходными (полухарактерными), присутствующими только в смежных типах, например Na_2SO_4 в содовом и сульфатном типах и MgCl_2 — в сульфатном и хлоридном, или сквозными (нехарактерными), входящими в состав всех типов CaCO_3 . По наличию полухарактерных компонентов внутри сульфатного и хлоридного типов выделяются соответственно сульфатно-натриевый (собственно сульфатный), сульфатно-магниевый (сульфатно-хлоридный), а также хлоридно-магниевый и хлоридно-кальциевый (собственно-хлоридный) подтипы.

Таким образом, каждый из этих типов и подтипов вод и минеральных ассоциаций (парагенезисов) соляных эвапоритов отличается друг от друга только ему присущим комплексом характерных и полухарактерных солей и соляных минералов (см. табл. 1), отражающим, с одной стороны, гидрохимическую природу и физико-химическую специфику галогенеза, а с другой — полноту и стадийность его развития. Это, в свою очередь, находит конкретное выражение в составе соляных пород и их участии в строении галогенных отложений (формаций). Исходя из этого принципа все галогенные (соленосные) отложения подразделяются нами на две группы: неполноразвитые, в состав которых входят соляные породы, сложенные нехарактерными соляными минералами (галитом) и соответствующие средним стадиям развития галогенеза (стадиям садки галита), и полноразвитые, в состав которых входят соляные породы, сложенные характерными соляными минералами и соответствующие, как правило, конечным (высшим) стадиям развития галогенеза, когда он достигал садки специфических (вплоть до эвтонических) соляных минералов.

Полноразвитые галогенные отложения (формации) в зависимости от состава соляных пород подразделяются на четыре типа: содовый, сульфатный, хлоридно-сульфатный и хлоридный, среди которых с учетом наличия характерных соляных минералов и соответствующих им соляных пород выделяются те или иные подтипы: в содовом типе — давсонит-нахколитовый, троновый и ганксит-троновый; в сульфатном — глауберитовый, астраханитовый и эпсомит-астраханитовый; в хлоридно-сульфатном — карналлит-лангбейнит-каинитовый, кизерит-бишофитовый, каинит-карналлитовый; в хлоридном — карналлитовый и тахидритовый (см. табл. 2). Выделенные подтипы содержат также полухарактерные и нехарактерные соляные минералы и соответствующие им соляные породы и в общем плане отличаются прежде всего соподчиненностью (унаследованностью) минерального и литологического состава соляных пород от одного подтипа к другому, отражая в целом стадийность (полноту) развития галогенеза каждого конкретного типа. Вместе с этим типы и подтипы галогенных отложений уже в своих наименованиях несут вполне конкретную минерагеническую (рудную) нагрузку, в том числе и в отношении калиеносности, поскольку именно тип- и подтипоопределяющие минералы и соляные породы имеют в них наибольшую практическую ценность. Такая характерная особенность выделенных типов и подтипов также предопределяется

гидрохимической природой исходных вод и спецификой физико-химических процессов солеобразования. Так, при содовом галогенезе образуются карбонаты и бикарбонаты Na (трона, нахколит, давсонит и др.) и сложные калийно-натриевые соли: глазерит, ганксит и др.

При сульфатном и хлоридно-сульфатном галогенезе К имеет более тесную связь с сульфатами и хлоридами Mg (лангбейнит, полигалит, каинит, карналлит) и поэтому более характерен для хлоридно-сульфатных отложений. И наконец, в хлоридных отложениях типичным калийным минералом является хлорид калия и магнезия — карналлит. В отложениях хлоридно-сульфатного и особенно хлоридного типов в больших количествах находится также сильвин, что и предопределяет их общую повышенную калиеисодность.

Характерные черты галогенных отложений различных типов проявляются и при начальных стадиях галогенеза, что находит отражение в развитии карбонатов Ca и Mg, а также CaSO₄. Содовые отложения отличаются высокой карбонатностью за счет кальцита, доломита и магнезита, в то время как сульфаты Ca (гипс и ангидрит) для них являются "гидрохимически запрещенными". Для сульфатных и хлоридно-сульфатных отложений, наоборот, более характерна высокая гипсоисодность и известковистость, а доломит в них чаще всего является вторичным. В типично хлоридных (тахгидритовых) отложениях гипс-ангидритовые породы подавлены, а доломит исключительно вторичный. Эти особенности начальных стадий галогенеза в той или иной степени вырисовываются даже у неполноразвитых галогенных отложений, которые сложены преимущественно галитом, часто совместно с гипсом и ангидритом и карбонатами Ca, реже Mg. В значительной мере это обусловлено различиями в щелочном резерве и щелочности вод, которые убывают от содовых вод к хлоридным.

Этими же факторами объясняется и геохимическая специализация галогенных отложений в отношении аутигенных минералов — кремнезема, глинозема и ряда микроэлементов (B, F, P, Cu и др.), миграционная активность которых возрастает от хлоридных вод к содовым [Станкевич, Баталин, 1974а, б, 1978].

Таким образом, в литолого-минералогических (геохимических) типах соляных, соленосных и вмещающих их пород галогенных отложений наследуются все основные гидрохимические особенности бассейнов галогенной седиментации, а также отражаются особенности их водно-солевого питания и характер поступления и развития в них терригенного и другого материала (например, вулканогенного) и, следовательно, фиксируются ландшафтно-климатические и структурно-геологические (режимно-тектонические) условия накопления этих (галогенных) отложений.

Из почти ста известных в настоящее время галогенных формаций всего мира [Жарков и др., 1981, 1982], только 42 являются полноразвитыми (рис. 1, см. вкл.), из них — 4 содовые, 15 — сульфатные (сульфатно-натриевые), 10 — хлоридно-сульфатные (сульфатно-магнезиевые), 12 — хлоридные, в том числе 9 — хлоридно-

магниевого (карналлитового), и 3 — хлоридно-кальциевые (тахгидритовые).

Обращает на себя внимание тот факт, что все содовые, сульфатные (сульфатно-натриевые) и хлоридные (тахгидритовые) галогенные отложения возникали преимущественно на фоне континентального режима осадконакопления и размещаются во внутренних и внешних депрессиях активизированных (рифтогенных) участков древних и молодых платформ, а также в межгорных впадинах орогенных областей (рис. 2, см. вкл.). Большинство сульфатных отложений залегает в красноцветных толщах, реже в сероцветных. Тахгидритовые галогенные отложения подстилаются красноцветами, а перекрываются сероцветами. И наоборот, все содоносные отложения известны только в сероцветных комплексах.

Хлоридные (карналлитовые) отложения залегают обычно среди сероцветных толщ (см. рис. 2, 9), реже красноцветных (3). Они, как правило, возникают в условиях орогенного (6) и активизационного (4) тектонического режима, размещаясь в основном в рифтогенных и предгорных впадинах. Хлоридно-сульфатные (сульфатно-магниевого) галогенные отложения размещаются преимущественно в крупных краевых предгорных прогибах и перикратонных синеклизах платформ и орогенных областей, осадконакопление в которых происходило на фоне смены морского режима континентальным, а иногда наоборот. Они залегают как среди сероцветных, так и среди красноцветных комплексов. В рифтогенных прогибах хлоридно-сульфатные отложения находятся исключительно среди красноцветных толщ.

Следовательно, полноразвитые галогенные отложения возникают преимущественно в условиях активного тектонического режима на фоне континентального осадконакопления, причем большинство их находится в альпийских, киммерийских, реже герцинских структурно-формационных комплексах.

Неполноразвитые (галитовые) галогенные отложения возникают в обстановках как платформенного (см. рис. 2, 29), так и орогенного (19) и активизационного (17) тектонического режимов и приурочены, как правило, к крупным впадинам и прогибам. Они примерно в равных соотношениях залегают среди сероцветных (23) и красноцветных (19) комплексов; 14 толщ подстилаются красноцветными, перекрываются сероцветами, 5 толщ, наоборот, подстилаются сероцветами, а перекрываются красноцветами.

Таким образом, выделенные литолого-геохимические, точнее, гидрохимические типы галогенных отложений объективно отражают тот факт, что все основные виды соляных и соленосных пород, составляющие парагенетические комплексы (сообщества, наборы) галогенных отложений, наследуют состав и типы минеральных ассоциаций (парагенезисов) соляных минералов, в свою очередь, соответствующих солевому составу и типам вод и рассолов бассейнов галогенной седиментации, которые на протяжении всего фанерозоя были аналогичными современным типам вод. Именно исходный солевой состав испаряющихся вод и рассолов является, на наш

взгляд, "генетическим кодом", который предопределяет парагенезисы соляных минералов, соляных пород, а следовательно, и литолого-геохимический облик галогенных отложений, выражая в конечном итоге их вещественно-гидрохимические типы. Последние тесно связаны с режимно-тектоническими (структурно-формационными) и ландшафтно-климатическими (палеогеографическими) условиями галогенеза, причем наибольшее разнообразие (многотипность) и полноту (продуктивность) галогенной седиментации обеспечивают активизационный (особенно рифтогенный) и орогенный (преимущественно предгорных впадин) режимы, а наименьшую — платформенный, за исключением галогенной седиментации в перикратонных впадинах, отличающихся также высокой тектонической мобильностью.

ЛИТЕРАТУРА

Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Парагенезисы соляных минералов и гидрохимические типы галогенеза. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, N 8. с. 88—94.

Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Континентальные соленосные отложения и условия их формирования. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 36—49.

Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Гидрохимические типы галогенных формаций и их минерагеническая специализация. — В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 31—37.

Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, вып. 3, с. 56—73.

Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения. — В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 3—22.

Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. Континентальный галогенез и связанные с ним полезные ископаемые. — В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1974а, с. 156—162.

Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. Значение выделения гидрохимических типов природных вод при изучении миграции микроэлементов (на примере бора). — Геохимия, 1974б, N 11, с. 1735—1739.

Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. Гидрохимические условия литогенеза и осадочного рудообразования. — В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978, с. 185—193.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С.М. Корневский.</i> Закономерности зонального размещения литокомплексов калиеносных формаций	3
<i>С.А. Свидзинский.</i> Литолого-фациальный анализ галогенной толщи западной части Северного Прикаспия	10
<i>Г.М. Толкачев, А.С. Зуева, Б.И. Сапегин.</i> Повышение информативности геологоразведочных работ на калийные соли	19
<i>С.С. Коринь, Т.М. Мосора.</i> О положении соленосных отложений в разрезе нижних моласс Предкарпатского прогиба	28
<i>Л.И. Рябчун, В.К. Гавриш, А.И. Недошовенко.</i> Закономерности размещения соленосных толщ в шовных зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта	33
<i>Т.С. Садыков.</i> Литофациальные особенности галогенной формации Юго-Западного Таджикистана	43
<i>В.А. Ермаков, Ю.К. Хубрих, Н.П. Гребенников, О.Г. Одолев.</i> Некоторые пути литофациального расчленения солей по сейсмическим данным (на примере выделения бишофита)	53
<i>Н.С. Петрова, Р.К. Шабловская, М.С. Высоцкая.</i> Туфогенные глинистые породы калиеносных и надсолевых отложений Припятского прогиба	58
<i>Р.К. Шабловская.</i> Литофациальные особенности и постседиментационные изменения надсолевых отложений Припятского прогиба	67
<i>А.К. Вишняков, Н.Е. Молоштанова.</i> Декрепитация сильвина Верхнекамского месторождения	70
<i>А.И. Отрешко, И.Ф. Гермак.</i> Закономерности локализации литолого-фациальных зон и серного оруденения сульфатоносного верхнетортонского горизонта Предкарпатья	77
<i>Ю.А. Писаренко, А.К. Замаренов, Н.Н. Маркина, В.С. Белоножко.</i> Пермские галогенные отложения северной окраины Прикаспийской впадины (на примере Карачаганакского участка)	87
<i>В.А. Москаич, В.С. Конищев.</i> Органогенные постройки верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба	94
<i>Х. Худайкулиев.</i> Основные черты строения верхнеюрской галогенной формации и ее роль в прогнозировании погребенных рифов в Амударьинской синеклизе	101
<i>А.Е. Ходьков.</i> Относительно взаимосвязи галогенной седиментации и биогермообразования	115
<i>Л.Н. Морозов, Ю.А. Третьяков.</i> Особенности формирования литофаций в краевых зонах калийных бассейнов	121
<i>Л.И. Рябчун.</i> О влиянии разрывной тектоники на формирование солянокупольных поднятий в зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта	129
<i>Ю.Н. Брагин.</i> Закономерности накопления и гипергенного изменения нижнепермской соленосной формации в Донецком бассейне	136

<i>С.М. Обровец, Э.А. Высоцкий, В.Э. Кислик.</i> Литолого-фациальное районирование верхнефаменской галитовой субформации Припятского прогиба по несоляным породам	142
<i>Е.А. Скачедуб.</i> Использование данных о составе пород кепроков соляных структур для реконструкции условий формирования Днепровско-Донецкой впадины в позднем девоне	154
<i>Е.Г. Скорнякова, С.Б. Файницкий.</i> Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных по галогенной формации с помощью ЭВМ	158
<i>В.С. Лукьянов.</i> Палеозойские галогенные формации (субформации) Средней Азии	166
<i>И.Н. Комиссарова.</i> Основные черты древнего и современного соленакопления на территории Прикаспийской впадины	171
<i>С.Л. Афанасьев.</i> Новый метод определения геологического возраста по наноциклитам: микрослойкам, варвам, слоям соли	180
<i>А.Н. Иمامеев, Е.Ф. Станкевич, Ю.В. Баталин, Е.В. Болонцев, Н.И. Борисов, В.И. Гусев, В.К. Малянец, И.С. Плещеев, А.Д. Шакин, И.А. Щербаков.</i> Четвертичная галогенная формация юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины	191
<i>С.А. Филиппов.</i> Классификация и номенклатура серных пород галогенных формаций	196
<i>С.А. Свидзинский, М.М. Музалевский, Ф.И. Ковальский.</i> Гремячишское месторождение сильвинитов	204
<i>Ю.В. Баталин, Е.Ф. Станкевич, В.Г. Чайкин.</i> Литолого-геохимические типы галогенных отложений	219

УДК 551.263.036:553.632

Кореневский С.М. **Закономерности зонального размещения литокомплексов калиеносных формаций.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 3—9.

Для калиеносных формаций «обычно характерно концентрически-зональное размещение их литокомплексов, как бессолевых (периферийных), так и соляных (внутренних). Каждый из трех подтипов калиеносных формаций имеет специфичный набор литокомплексов. Закономерная смена литокомплексов свидетельствует о единой направленности развития солеродных бассейнов.

Библиогр. 4 назв.

УДК 553.631:550+553.632(4—925.22—17)

Свидзинский С.А. **Литолого-фациальный анализ галогенной толщи западной части Северного Прикаспия.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 10—18.

Показано, что комплексное использование материалов промысловой геофизики, результатов геохимических исследований и литолого-фациального анализа галогенных толщ позволяет уверенно проводить корреляцию разрезов этих толщ в солянокупольных регионах и восстанавливать условия формирования эвапоритовых отложений.

Ил. 3, библиогр. 26 назв.

УДК 550.822.7:553.632/634 (470.53)

Толкачев Г.М., Зуева А.С., Сапегин Б.И. **Повышение информативности геологоразведочных работ на калийные соли.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 19—27.

В статье изложены результаты анализа выхода калиеносных пород (и причины недобора керна), химического состава продуктивных пластов калийной залежи. Впервые в практике разведочных работ проведено изучение газоносности соляных отложений в процессе бурения скважин.

Табл. 2, ил. 1, библиогр. 8 назв.

УДК 551.24:553.632(477.8)

Коринь С.С., Мосора Т.М. **О положении соленосных отложений в разрезе нижних моласс Предкарпатского прогиба.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 28—33.

На основании полевых исследований и анализа результатов бурения установлено блоково-чешуйчатое строение прогиба в районе выходов соленосных отложений. Показано, что в пределах Бориславо-Покутского покрова Внутренней зоны прогиба среди нижних моласс залегает лишь одна воротыщенская соленосная толща с калийными пластами. Проведено сопоставление соленосной толщи центральной и северо-западной частей покрова. Изложены рекомендации для дальнейших исследований с целью безопасности проведения горных работ.

Ил. 1, библиогр. 10 назв.

УДК 551.243:553.63.553.98 (477.6)

Рябчун Л.И., Гавриш В.К., Недошовенко А.И. **Закономерности размещения соленосных толщ в шовных зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 33—43.

Автономные тектонические движения в шовных зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта способствовали формированию горстов и грабенов, усложненных продольными и поперечными нарушениями, которые

оказывали существенное влияние на формирование соленосных и эффузивных толщ. Установлено, что с поперечными глубинными структурами, совпадающими с поперечными выступами фундамента, связаны максимальные мощности вулканогенных образований, которые способствовали формированию замкнутых солеродных бассейнов. Соленосные разрезы в основном встречены в пределах внутриразломных мульд. На выступах фундамента встречены либо их известково-глинистые аналоги, либо соленосные отложения отсутствуют. В процессе формирования залежей углеводородов соль способствует формированию локальных поднятий и сама может служить экраном для ловушек неантиклинального типа.

Ил. 4, библиогр. 8 назв.

УДК 553.63 (575.3)

Садыков Т.С. **Литофациальные особенности галогенной формации Юго-Западного Таджикистана.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 43—52.

Излагается материал по условиям образования соляных месторождений Юго-Западного Таджикистана на основании изучения их вещественного состава. Проведенные исследования выявили однообразие литологического и минерало-геохимического состава солянокупольных и пластовых месторождений. Рассматриваются также вопросы о коренных различиях солей Юго-Западного Таджикистана и Юго-Западного Гиссара. Их специфика объясняется фациально-гидрохимическим различием условий образования.

Ил. 3, библиогр. 5 назв.

УДК 553.632

Ермаков В.А., Хубрих Ю.К., Гребенников Н.П., Одолев О.Г. **Некоторые пути литофациального расчленения солей по сейсмическим данным (на примере выделения бишофита).** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 53—57.

Показана принципиальная возможность стратификации солей и выделения отдельных их типов в виде сейсмofаций. Делается вывод о реальных путях прогнозирования типов солей и приводится пример практического использования сейсморазведки при выделении бишофита.

Ил. 3, библиогр. 2 назв.

УДК 552.313.8:549:552.53(476—13)

Петрова Н.С., Шабловская Р.К., Высоцкая М.С. **Туфогенные глинистые породы калиеносных и надсолевых отложений Припятского прогиба.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 58—66.

Присутствие вулканогенного материала выявлено на разных уровнях разреза калиеносных и надсолевых отложений. Детально прослежены состав и строение наиболее выдержанного по простираннию просяла туфогенной глины.

Табл. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 552.53:551.7.022 (476—13)

Шабловская Р.К. **Литофациальные особенности и постседиментационные изменения надсолевых отложений Припятского прогиба.** — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 67—70.

Современный облик пород надсолевой толщи обусловлен комплексом седиментационных и постседиментационных факторов. В разрезе наблюдается определенная вертикальная зональность в изменении минеральных новообра-

зований. Надсолевые отложения в значительной степени преобразованы гипергенными процессами.

УДК 553.632

Вишняков А.К., Молоштанова Н.Е. Декрепитация сильвина Верхнекамского месторождения. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. с. 70—77.

Декрепитационные свойства компонентов калийной руды исследовались двумя методами: путем нагревания объектов исследования до определенной температуры и определением потерь свободной воды образцами при прокаливании импульсным методом ядерного магнитного резонанса на универсальном радиоспектрометре спинового эха.

Результаты исследований показали термическую устойчивость сургучно-красной, красной разновидностей сильвина, и чистых прозрачных разновидностей галита. Наименее устойчивой при нагревании оказалась молочно-белая разновидность сильвина.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 553.29:5/6.551.7022.4.782(477.83+86)

Отрешко А.И., Гермак И.Ф. Закономерности локализации литолого-фациальных зон и серного оруденения сульфатоносного верхнетортоиского горизонта Предкарпатья. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. с. 77—87.

Установлено, что литолого-фациальные зоны внешней части Предкарпатского прогиба и сопредельной платформы контролируются продольными тектоническими ступенями и поперечными блоками. Юго-западные края ступеней обычно сложены карбонатно-сульфатными породами, благоприятными для серного рудогенеза, а северо-западные и центральные части ступеней — гипсами, глинистыми гипсами и ангидритами. Имеются узкие зоны и отдельные блоки ангидрито-галитовых пород. На платформе зоны сульфатоносных пород обрамляются одиночными и барьерными рифами.

Библиогр. 7 назв.

УДК 551.736:552.53(470.4/5+574)

Писаренко Ю.А., Замаренов А.К., Маркина Н.Н., Белоножко В.С. Пермские галогенные отложения северной окраины Прикаспийской впадины (на примере Карачаганакского участка). — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. с. 87—94.

Приводятся данные о литологическом строении соленосной части разреза, вскрытой бурением в пределах Карачаганакского и Кончебайского куполов. Различие вещественного состава толщ, слагающих купола, объясняется тем, что формирование последних происходило из отложений, накопившихся в различных литофациальных условиях. По результатам палинологических исследований отмечено, что соленосные купола представлены не только кунгурскими, но также уфимскими и казанскими отложениями.

Ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 553.98:550.8(476)

Москвич В.А., Конищев В.С. Органогенные постройки верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. с. 94—101.

Дается литофациальная характеристика базальных (несолевых) пачек основных ритмов лебедянской соленосной толщи. Показано, что органогенные постройки и ангидритовые банки связаны с первой и четвертой ритмопачками в Северной структурной зоне Припятского прогиба. Основными рифострои-

телями являются синезеленые водоросли (строматолиты), реже — строматопораты. Приводятся данные о одновременном накоплении ангидритов на сводах палеоструктур и галитов в синклинальных зонах.

Ил. 3, библиогр. 9 назв.

УДК 552.4:551.762.3 (575.4)

Худайкулиев Х. Основные черты строения верхнеюрской галогенной формации и ее роль в прогнозировании погребенных рифов в Амударьинской синеклизе. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 101—115

Приведена характеристика основных генетических типов разреза эвапоритовой формации в Амударьинской синеклизе и юго-западных отрогах Гиссара. Рассмотрена ее взаимосвязь с подстилающим карбонатным комплексом. Установлено, что основным критерием прогнозирования погребенных рифов является однородность строения, состава и сокращения в мощности слагающих эвапоритовую формацию пачек. Резкая фациальная изменчивость галогенных толщ характерна для участков, расположенных в непосредственной близости от зон развития подстилающих барьерных рифов и биогермных массивов.

Ил. 2, библиогр. 16 назв.

УДК 552.53:552.58

Ходьков А.Е. Относительно взаимосвязи галогенной седиментации и биогермообразования. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 115—121.

Обосновывается возможность постседиментационно-тектонического образования диапироподобных массивов карбонатных пород по механизму флюидогеодинамики. По отношению к времени накопления галогенных осадков возникновение положительных структур карбонатных пород может быть доседиментационным, конседиментационным и постседиментационным. В последнем случае пространственные взаимоотношения галогенных и карбонатных пород определяются процессами внедрения и механической деформации.

Библиогр. 6 назв.

УДК 551.314.1:553.632

Морозов Л.Н., Третьяков Ю.А. Особенности формирования литофаций в краевых зонах калийных бассейнов. В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 121—128.

На материалах бурения скважин на Приволжской моноклинали, Эльтонском и Верхнекамском месторождениях калийных солей рассмотрены условия формирования пестрых (массивных) сальвинитов и обращенных колонок в разрезе некоторых калийных пластов. Отмечена их приуроченность к краевым и мелководным частям бассейнов и целесообразность использования их в качестве литолого-батиметрических и поисковых признаков при реконструкции палеоструктурных условий соленакпления и поисках богатых сальвинитовых залежей.

Ил. 2, библиогр. 16 назв.

УДК 553.63:551.243(477.5)

Рябчун Л.И. О влиянии разрывной тектоники на формирование солянокупольных поднятий в зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 129—135.

Продольные разрывные нарушения в шовных зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта, развиваясь наиболее активно в процессе рифтогенеза в задонско-лебедяньском и данково-лебедяньском время, способствовали проявлению в это время соляной тектоники и формированию соляноку-

полных поднятий. Рост их происходил непрерывно-прерывисто от франского до предпалеогенового времени с наибольшими амплитудами в периоды повышенной тектонической активности региона в предпоздневизейское, предпозднепермское и предпалеогеновое время.

Ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 551.268:551.736 (477.62)

Брагин Ю.Н. Закономерности накопления и гипергенного изменения нижнепермской соленосной формации в Донецком бассейне. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 136—141.

Конседиментационный тектогенез оказал большое влияние на накопление осадков нижнепермской соленосной формации в Донбассе. Накопление каменной и калийных солей происходило в прогибавшихся структурах. Вблизи конседиментационных поднятий отлагались сульфатно-карбонатные и терригенно-карбонатные осадки. Отмечаются довольно значительные колебания в скорости опускания дна эвапоритового бассейна, что, однако, не препятствовало образованию в нем пород конечной стадии галогенеза. Гипергенное изменение соленосной формации происходило в несколько этапов и сводилось к растворению каменной и калийных солей, гидратации и избирательному выщелачиванию ангидрита, окислению закисного Fe в карбонатно-терригенных породах.

Библиогр. 7 назв.

УДК 552.143:551.734.5 (476—13)

Обровец С.М., Высоцкий Э.А., Кислик В.З. Литолого-фациальное районирование верхнефаменской галитовой субформации Припятского прогиба по несоляным породам. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 142—153.

В верхнефаменской галитовой субформации по составу, структурно-текстурным особенностям несоляных пород выделено девять литолого-фациальных полей и приведено их описание. Установлена общая унаследованность состава несоляных пород от более древних отложений. Среди выделенных литолого-фациальных полей наиболее благоприятными для поисков нефтяных залежей являются II карбонатно-сульфатное поле на севере и IX терригенное — на юге Припятского прогиба.

Ил. 3, библиогр. 22 назв.

УДК 551.247.2+ 551.734.5 (477.5)

Скачедуб Е.А. Использование данных о составе пород кепроков соляных структур для реконструкции условий формирования Днепровско-Донецкой впадины в позднем девоне. — В кн.: Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986, с. 154—158.

Данные по процентному содержанию сульфатных и других пород в кепроках соляных структур Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) использованы для изучения сульфатонасыщенности верхнефранско-фаменских отложений. Это позволило сделать определенные выводы о формировании региона в позднедевонское время в районах как изученных, так и не изученных бурением. В осевой части ДДВ выделены участки, конседиментационно развивавшиеся, вероятно, под влиянием процессов соляной тектоники, и районы с повышенной вулканической активностью.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 6 назв.

УДК (550.3:552.53):681.3

Скорнякова Е.Г., Файницкий С.Б. Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных по галогенной формации с помощью ЭВМ. —