



ГЕОЛОГИЯ
И
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
СОЛЕНОСНЫХ
ТОЛЩ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ
МЕЖВЕДОМСТВЕННАЯ КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

**ГЕОЛОГИЯ
И
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
СОЛЕНОСНЫХ
ТОЛЩ**

6601
1099

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»

КИЕВ — 1974



Приведены новые данные о соленосных отложениях и связанных с ними полезных ископаемых.

Дана общая характеристика районов развития соленосных образований на территории Украины, рассмотрены закономерности распространения соляных куполов в нефтегазоносных провинциях. Освещаются вопросы региональной тектоники солянокупольных областей и современное состояние вопроса о происхождении древних эвапоритов.

Большое внимание уделено стратиграфии, литологии, гидрогеологическим особенностям галогенных толщ Предкарпатья, Прикаспийской впадины, Восточно-Европейской платформы, Туркмении, Средней Азии, а также закономерностям размещения комплекса полезных ископаемых среди галогенных образований.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов и геохимиков научных и производственных организаций.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *В. И. Китык*

Редакция литературы по геологии и географии

Г $\frac{20803-131}{М 221 (04) - 74}$ 87-74

© Издательство «Наукова думка», 1974 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Соль, в частности каменная, принадлежит к тем ископаемым, которые человек использовал уже на очень ранней стадии своего развития. Об этом свидетельствуют находки в соляных источниках («солянках») и в древних соляных коях каменных орудий труда первобытного человека.

Каменная соль на протяжении многих веков имела важное хозяйственное значение, и те государства, на территории которых находились ее месторождения, извлекали из этого ощутимую выгоду.

Со временем относительное значение каменной соли в хозяйстве уменьшилось и на первый план вышли другие полезные ископаемые. Однако установлено, что с соленосными отложениями связаны также калийные соли, сера, а с соляными структурами — месторождения нефти, газа, углей, редких и цветных металлов. Поэтому соленосные образования и по сей день сохраняют свое важное экономическое значение.

Соленосные толщи представляют собой весьма специфические геологические образования. По своему генезису, составу, физико-химическим свойствам слагающих их пород, морфологии и генезису структур, которые они образуют, они резко отличаются от других геологических формаций. Характерно и то, что соленосные отложения развиты на значительных территориях и мощность их нередко достигает многих сотен метров. В частности, в СССР галогенные образования распространены примерно на 20% всей территории.

Благодаря увеличению объема разведочных работ (главным образом на нефть и газ), возрастанию глубины разведочных скважин, широкому применению геофизических методов исследований выявляются все новые и новые неизвестные ранее соленосные толщи. Последние установлены не только в пределах материков, но и под акваториями морей и океанов (например, в Каспийском, Средиземном, Северном морях, в Атлантическом океане). Геологам, ведущим поиски и разведку полезных ископаемых, все чаще приходится иметь дело с галогенными образованиями. Поэтому изучение последних приобретает важное прикладное значение. Этим и объясняется повышенный интерес к соленосным отложениям как в нашей стране, так и за рубежом.

Проблемы соляной геологии тесно переплетаются с другими геологическими проблемами (генезис нефтяных углеводородов, серных руд, редких и рассеянных элементов, подземных вод, палеогеография платформенных и геосинклинальных областей, механизм образования тектонических структур, закономерности проявления вулканизма и т. д.). Поэтому изучение соленосных толщ имеет важное познавательное значение.

Галогенные образования и связанные с ними полезные ископаемые изучены еще недостаточно. В частности, в большинстве соленосных областей мало изучены стратиграфия и структурные особенности соленосных толщ, их литология и вещественный состав, а также закономерности распространения характерных для них полезных ископаемых.

Это обусловлено не только объективными причинами, такими как геологическая закрытость соленосных районов, большая изменчивость состава галогенных образований, интенсивная их дислоцированность и т. д., но и существующей разрозненностью в изучении этих образований. Дело в том, что соленосные формации изучаются, как

правило, с целью поисков и разведки какого-либо одного связанного с ними полезного ископаемого.

Такой подход имеет положительную сторону: он позволяет сосредотачивать внимание на отдельном полезном ископаемом и на тех проблемах, которые связаны с его поисками, разведкой и разработкой. Однако он не способствует всестороннему геологическому изучению соленосных территорий, что в конечном итоге снижает экономическую эффективность поисково-разведочных работ.

На состоянии изученности соленосных толщ отрицательно сказывается и то, что исследования по теоретическим вопросам соляной геологии, главным образом, по галогенезу и соляному тектогенезу, также проводятся не комплексно, а, как правило, с позиций геологии какого-либо отдельного полезного ископаемого. Примером этому может быть различный подход к решению проблемы галогенеза, с одной стороны, некоторых геологов-нефтяников и, с другой — геологов-солевиков и полемика между ними о происхождении ископаемых солей. Это привело к тому, что по кардинальным вопросам геологии отдельные исследователи придерживаются различных взглядов.

Настоящий сборник издается по инициативе Межведомственной комиссии по изучению солянокупольных областей и связанных с ними полезных ископаемых с целью ознакомления широкого круга специалистов с новыми результатами изучения геологии и минеральных ресурсов соленосных территорий. В создании книги приняли участие геологи и геохимики, изучающие соленосные отложения на территории Украинской ССР и других союзных республик.

Большинство публикуемых статей посвящено вопросам геологии и геохимии соленосных областей Украины, которые относятся в настоящее время к наиболее изученным в геологическом отношении соленосным территориям СССР. На Украине ожидается своего решения ряд практических вопросов, связанных с рациональным использованием минеральных ресурсов соленосных формаций. Например, в ближайшие годы в Предкарпатье нужно разведать запасы калийных солей, необходимых для строительства нового, третьего по счету, калийного комбината, выяснить перспективы промышленной калиеносности и сероносности Днепровско-Донецкой впадины, дать промышленную оценку ртутного оруденения кепроков соляных куполов северо-западной окраины Донбасса, определить пути использования в народном хозяйстве бурых углей, приуроченных к сводовым прогибам соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины и др.

В ряде статей освещаются особенности строения других соленосных территорий — Припятского прогиба, Прикаспийской впадины, Средней Азии и Туркмении. В сборник вошли также статьи, посвященные дискуссионным вопросам галогенеза, соляного тектогенеза, геологических условий образования соленосных толщ, а также закономерностей размещения в них полезных ископаемых.

В настоящем сборнике подводятся итоги некоторого этапа изучения геологии и геохимии соленосных формаций и связанных с ними полезных ископаемых Украины и других территорий. Публикуемые статьи интересны в теоретическом отношении и важны для правильного определения направления поисково-разведочных работ на полезные ископаемые, связанные с галогенными отложениями и соляными структурами.

В. И. Китык

В. И. Китык, О. И. Петриченко

СОЛЕНОСНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ УКРАИНЫ, СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИХ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Соленосные образования в Украинской ССР известны в Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западной окраине Донбасса (верхнедевонские и нижнепермские соленосные толщи), в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (горизонты ангидритов и гипсов миоценового, юрского и девонского возраста), в Предкарпатском и Закарпатском прогибах (миоценовые соленосные толщи).

Днепровско-Донецкая впадина и северо-западная окраина Донбасса. В разрезе девона Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса выделяются две соленосные толщи: верхняя в фаменском и нижняя в франском ярусе (рис. 1). В нормальном залегании эти толщи вскрыты на ряде площадей, главным образом в северо-западной части региона, где они залегают на меньшей глубине, чем на остальной территории.

Литологический состав соленосных образований значительно изменяется в горизонтальном и вертикальном направлениях. Поэтому верхняя и нижняя границы этих толщ устанавливаются не всегда четко и нередко проводятся при разведочных работах достаточно условно. В состав соленосных толщ входят в разных сочетаниях и количествах соляные (каменная соль, ангидрит), карбонатные (известняки, доломиты), песчано-глинистые (песчаники, алевролиты, аргиллиты) и вулканические (диабазы, базальты) породы.

Границы распространения нижней соленосной толщи в основном совпадают с границами грабена впадины. Нет этих отложений только на некоторых участках, например на Кошелевском выступе. Не определена лишь юго-восточная граница их распространения. Крайним пунктом на юго-востоке, где установлены девонские соляные породы, является район Славянска. Высказано в свое время предположение о том, что девонские соленосные отложения развиты на территории Донбасса [7, 24, 27], пока не подтвердилось. Нужно полагать, что юго-восточная граница распространения этих отложений проходит несколько восточнее Славянска.

Верхняя соленосная толща установлена только на небольших участках северо-западной части грабена впадины. Мощность нижней соленосной толщи девона на территории данного региона изменяется от 100 до 1000 м, верхней — от 500 м до полного выклинивания.

Разрезы соленосных отложений на отдельных площадях отличаются друг от друга как литологией составляющих пород, так и их мощностью.

В процессе тектонических движений девонские соляные породы испытали интенсивные пластические деформации, что привело к образованию многочисленных куполообразных поднятий. Здесь выявлено свыше 200 таких структур.

Пермские соленосные отложения распространены в наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. Мощность их непостоянная, на некоторых площадях она превышает 1000 м. По возрасту эта толща относится к

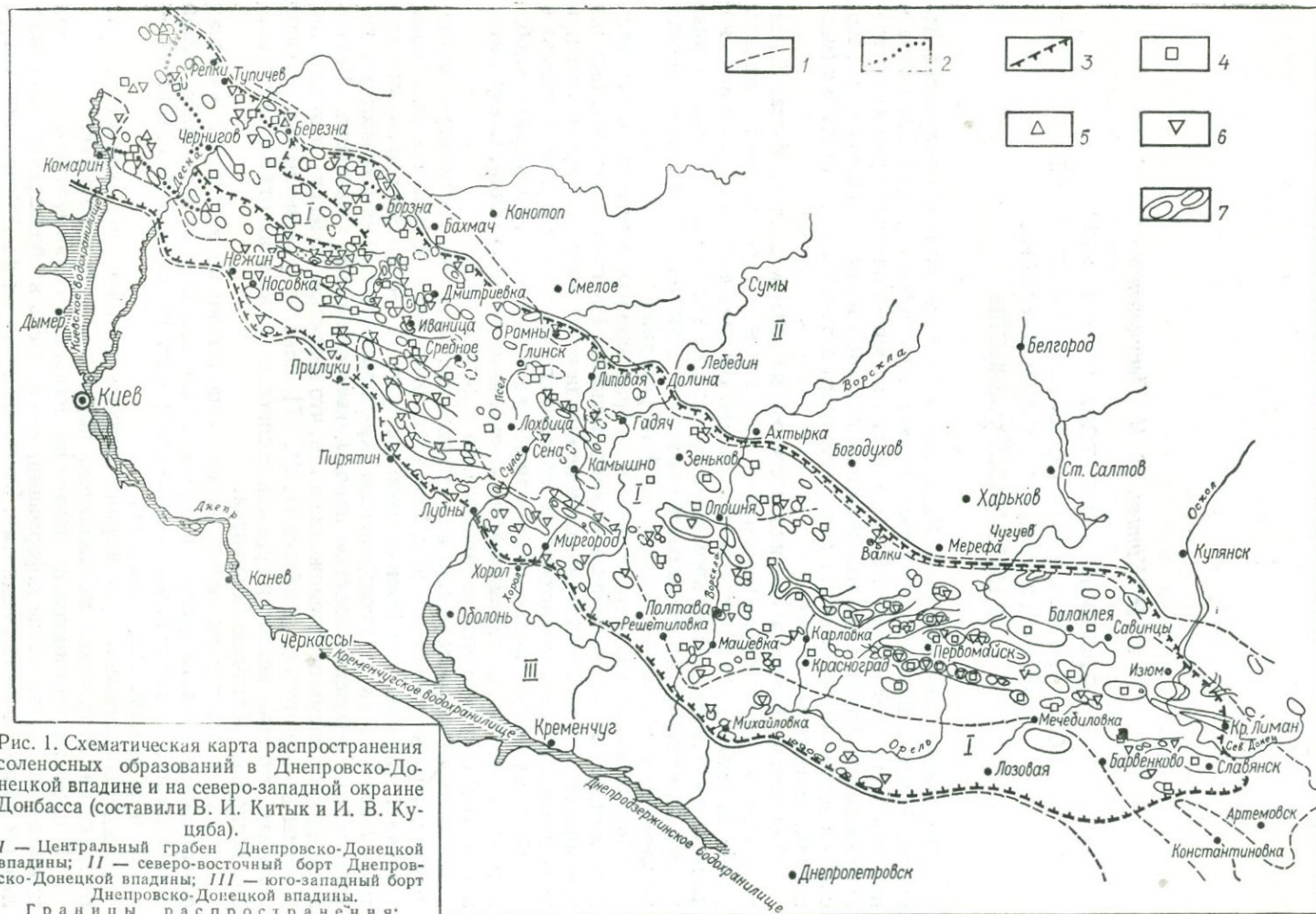


Рис. 1. Схематическая карта распространения соленосных образований в Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западной окраине Донбасса (составили В. И. Китык и И. В. Куцябя).

I — Центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины; II — северо-восточный борт Днепровско-Донецкой впадины; III — юго-западный борт Днепровско-Донецкой впадины.

Границы распространения:
1 — нижнепермских соленосных образований,
2 — верхней соленосной толщи верхнего девона,
3 — нижней соленосной толщи верхнего девона; площади вскрытия скважинами: 4 — нижнепермских соленосных отложений, 5 — верхней соленосной толщи верхнего девона, 6 — нижней соленосной толщи верхнего девона; 7 — локальные поднятия, главным образом солянокупольные.

7 — локальные поднятия, главным образом солянокупольные.

агсельскому и сакмарскому ярусам. Она подразделяется (снизу вверх) на никитовскую, славянскую и краматорскую свиты. По-видимому, к этой хемогенной толще следовало бы отнести и верхнюю часть картамышской свиты, содержащую прослой хемогенных известняков. Эти отложения слагаются каменной солью, ангидритами, известняками, мергелями, доломитами и терригенными породами.

Пермские соляные породы испытали значительные пластические деформации, однако несколько иного характера, чем девонские — они не внедряются в вышележащие отложения, а лишь обуславливают дисгармоничность в их складчатых дислокациях.

Юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы и Предкарпатский прогиб. В среднедевонских отложениях Львовского палеозойского прогиба установлены сульфатные породы в виде линзообразных включений и прослоев незначительной мощности. Максимальная мощность этих отложений достигает 200 м.

Юрские галогенные образования представлены в основном ангидритами, приуроченными к верхнему отделу системы (нижневская свита, объединяющая келловейский и оксфордский ярусы) [29]. Они встречаются на довольно большой территории (рис. 2). Мощность этих образований 130—140 м.

Миоценовые соленосные отложения широко распространены в Предкарпатском прогибе и на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы. Они выделяются в воротыщенскую серию, которая по литологическим особенностям подразделяется на нижневоротыщенскую, загорскую и синхронную ей свиту слободских конгломератов, верхневоротыщенскую и синхронную ей добротовскую свиту, стебникскую серию и тирасскую свиту [12, 13, 15, 22].

Нижневоротыщенская свита сложена глинами, песчаниками и гипсами с включениями каменной соли. В районах Долины и Болехова появляются линзы каменной соли мощностью до 100—170 м. Мощность свиты — 200—500 м.

Для загорской свиты и свиты слободских конгломератов характерны глины, алевролиты, песчаники, доломиты, конгломераты.

Верхневоротыщенскую свиту слагают глины, аргиллиты, ангидриты, каменная соль. Соляные залежи чаще всего линзообразны. К этой свите в районе Стебника приурочены также залежи калийных солей.

Верхневоротыщенская и добротовская свиты постепенными переходами связаны со стебникской серией, которая перекрывает их. Она сложена глинами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, реже мергелями и конгломератами. К ней приурочены соляные залежи, в том числе залежи калийных солей в районе Калуша. Мощность свиты 700—2500 м.

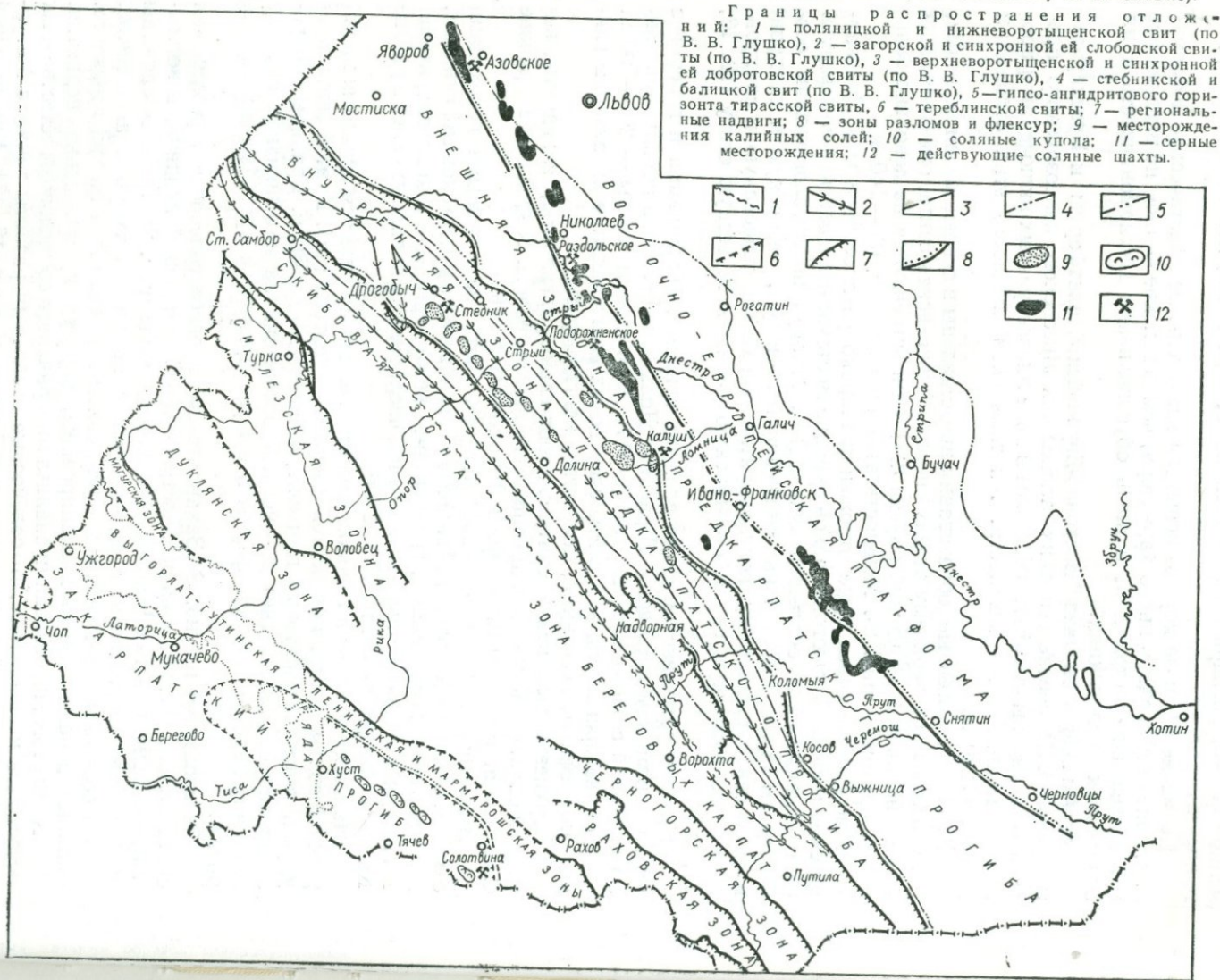
Наиболее молодыми соленосными отложениями являются образования тирасской свиты, которая относится к верхнему тортону [12]. К этой свите приурочен гипсо-ангидритовый горизонт, мощностью до 50 м. Границы распространения отдельных свит соленосных отложений на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы и в Предкарпатском прогибе показаны на рис. 2.

Закарпатский прогиб. В Закарпатском прогибе соленосна терблинская свита тортона [11, 26]. Она распространена в Солотвинской впадине, в восточной и западной частях Чоп-Мукачевской впадины (рис. 2). Низы ее сложены чередованием аргиллитов и алевролитов с прослоями туфов и ангидритов. Толща солей занимает верхнюю часть свиты и разделяется на три горизонта. Соляные породы сильно дислоцированы, образуя куполовидные поднятия.

Кроме того, на основании анализа минерального состава воды естественных источников предполагают, что соленосные отложения развиты также в Магурской и Кросненской зонах центральной части Карпат [16, 17]. Минеральный состав этих источников связывается с выщелачиванием пермских соленосных отложений.

Кроме древних соленосных толщ на территории УССР известны также современные соленосные образования. Они связаны с солеными озерами юга рес-

Рис. 2. Схематическая карта распространения соленосных образований на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы, в Предкарпатском и Закарпатском прогибах (составили В. И. Китык, Г. М. Панов, Я. Т. Роскош, Е. П. Сливко).



публики [28]. По составу рапы их можно разделить на сульфатные и хлоридные. Выделяют солевые озера континентального и морского происхождения. Во многих из них отмечается летне-осенняя садка каменной соли и очень редко бишофита.

В соленосных отложениях Украины выявлены залежи каменной и калийных солей, серы, ртути и полиметаллов. К структурам, которые образовались в результате процессов соляной тектоники, приурочены залежи нефти, газа и углей. С соленосными отложениями генетически связана значительная часть источников минеральных вод.

Каменная соль (галит) — один из основных компонентов соленосных толщ и наиболее распространенное в них полезное ископаемое. Сейчас ее добывают в Закарпатском прогибе (Солотвинское месторождение) — 440 тыс. *t* в год — и на северо-западной окраине Донбасса (Артемовское месторождение) — 4,1 млн. *t* в год. Ее получают также при переработке руд предкарпатских калийных солей. Всего на Украинскую ССР приходится около 50% всей добычи пищевой соли в СССР. В конце 1975 г. добыча на Артемовском месторождении должна возрасти до 5,7 млн. *t* и на Солотвинском месторождении — до 1,5 млн. *t*. За последние годы в Днепроовско-Донецкой впадине многие структуры подготовлены к эксплуатации. Геологические запасы каменной соли на территории УССР практически неограничены, особенно в Днепроовско-Донецкой впадине. Она залегает в условиях, благоприятных для разработки, что позволяет вести ее добычу в необходимом объеме.

Калийные соли распространены в соленосных отложениях Предкарпатского прогиба. Они были открыты около 100 лет тому. До 1940 г. калийные соли добывались в районе Стебника и Калуша. За последнюю четверть столетия эти месторождения доразведаны и на базе разведанных запасов построено два новых комбината — Новокалушский химико-металлургический и Стебникский калийный. С 1955 г. проводятся поисковые и разведочные работы на других площадях Предкарпатья, что позволило открыть и частично разведать новые месторождения калийных солей: Бориславское, Уличнянское, Долголука — Гирне, Ниневское, Тура Великая, Тростянецкое, Дзвиняч-Старуньское, Марковское, Россильнянское [21]. Проявления калийных солей выявлены также на других площадях. В целом разведанные запасы калийных солей в Предкарпатьях возросли за последние 25 лет более чем в 10 раз. При этом установлено региональное распространение этих солей.

Таким образом, советские геологи достигли значительных успехов в изучении калиеносности Предкарпатья. Перед работниками калийной промышленности стоит задача в ближайшие годы увеличить здесь добычу калийных солей и производство калийных удобрений. К концу 1975 г. предусматривается довести добычу калийных солей в Предкарпатьях до 8—10 млн. *t* в год.

На повестке дня стоит вопрос о строительстве нового калийного комбината в Предкарпатьях. Однако разведанными запасами солей это строительство не обеспечено.

В Закарпатском прогибе калийные соли пока не выявлены. Для их поисков необходимы дальнейшие исследования, главным образом изучение вещественного состава соленосных отложений и закономерностей его изменения на этой территории.

Слабо изучена калиеносность соленосных толщ Днепроовско-Донецкой впадины и северо-западной части Донбасса. В девонских отложениях этой территории калийные соли установлены только на Роменской площади [23]. Однако их промышленное значение остается невыясненным. Кроме того, данные промыслово-геофизических исследований скважин, которые бурились на нефть и газ, позволяют предполагать, что калийные соли есть в верхнедевонских отложениях на Краснопавловской, Крестищенской и Карайкозовской структурах.

Эти находки калийных солей, а также значительное их распространение в верхнедевонских отложениях Припятского прогиба, который является северо-

западным продолжением Днепровско-Донецкой впадины, дают основание полагать, что промышленные залежи этих солей есть и в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Поэтому необходимы специальные исследования и поисково-разведочные работы. Конечно, практический интерес для поисков калийных солей и их разведки представляют только те соляные купола, в которых соленосные отложения залегают на относительно небольших глубинах, доступных для добычи шахтным способом. На межкупольных участках девонская соленосная толща залегает на глубинах, недоступных для ее разработки.

Пласты калийных солей выявлены в верхней части нижнепермских соленосных отложений (краматорская свита) на северо-западной окраине Донбасса и в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины [23]. Характер распространения этих проявлений дает основание считать, что краматорская свита регионально калиеносна. Для ее промышленной оценки необходимы дальнейшие поисково-разведочные работы.

Таким образом, на Украине имеются благоприятные предпосылки для расширения поисков и открытия новых месторождений калийных солей в Предкарпатском прогибе, Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западной окраине Донбасса. Необходимо и изучение Закарпатского прогиба.

С е р а. Залежи самородной серы выявлены в Предкарпатье [1]. Они залегают в тортонских хемогенных отложениях юго-запада Восточно-Европейской платформы и Внешней зоны Предкарпатского прогиба (Роздольское, Немировское, Язовское, Подорожнянское, Любенское и другие месторождения). Открытие этих месторождений выдвинуло СССР на одно из первых мест в мире по разведанным запасам самородной серы.

Кроме того, проявление самородной серы обнаружено в ряде соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса [32]. Они связаны главным образом с породами кепроков. Их промышленное значение пока не выяснено.

Ввиду того, что все известные осадочные месторождения самородной серы образованы за счет сульфатных пород (ангидритов, гипсов), нахождения промышленных серных месторождений на Украине можно ожидать во всех галогенных толщах. Наряду с соленосными отложениями Предкарпатья наиболее перспективными в этом отношении являются кепроки соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины.

Р т у т н ы е о р у д е н е н и я и п р о я в л е н и е с в и н ц о в о ц и н к о в ы х р у д. В кепроках соляных куполов северо-западной окраины Донбасса выявлены ртутные оруденения (Славянский, Корульский, Петровский и другие купола) и проявление свинцово-цинковых руд (Беляевский, Славянский, Новодмитриевский, Берекский купола) [19]. Промышленное значение этих оруденений еще недостаточно изучено. Повышенные (промышленные) концентрации названных полезных ископаемых, а также других редких и рассеянных элементов и руд цветных металлов могут содержать кепроки других соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины. Основанием для такого вывода могут быть не только упомянутые рудопроявления, но и приуроченность цветных и редких металлов к кепрокам соляных куполов других солянокупольных регионов [33, 34].

Р е д к и е и р а с с е я н н ы е э л е м е н т ы. Из мировой практики разведочных работ известно, что в некоторых случаях галогенные образования могут быть сырьем для получения редких и рассеянных элементов — рубидия, цезия, бора, лития, йода, брома [35, 36, 37]. Эти элементы генетически связаны с процессами галогенеза и их содержание контролируется составом исходных рассолов, из которых шла кристаллизация солей.

В последние годы на Украине проведены большие работы по установлению закономерностей распределения микроэлементов (бария, брома, рубидия, цезия, стронция и др.) [3, 4, 5, 8, 9, 25, 30]. Наиболее детально исследованы калийные руды Предкарпатья, пермская каменная соль Донбасса, рапа соляных озер Крыма.

Несмотря на низкое содержание микроэлементов в галогенных отложениях Украины, калийные соли Предкарпатья при комплексной их переработке мо-

гут быть, по-видимому, экономически выгодным сырьем для получения брома и других элементов. В настоящее время эти элементы безвозвратно теряются с отходами производства. В этом направлении необходимы дальнейшие исследования.

Нефть и газ. Все соленосные районы Украины либо нефтегазоносны, либо перспективны для поисков на нефть и газ. Так, в Днепровско-Донецкой впадине установлено более 200 солянокупольных структур различного типа, в том числе структуры, в строении которых принимают участие как девонские, так и пермские соляные породы (так называемые двусолевые структуры) [20]. В этих структурах выявлено свыше 50 нефтяных, нефте-газовых и газовых месторождений. Поисковые и разведочные работы на нефть и газ на этих структурах проводятся сейчас в достаточно больших объемах.

В Закарпатском прогибе, где также имеются солянокупольные структуры, разведочные работы на нефть и газ пока положительных результатов не дали. Нет также оснований ожидать открытия здесь значительных скоплений нефти или газа.

Большое значение как непроницаемые покрышки имеют пермские соленосные отложения в Днепровско-Донецкой впадине. Именно благодаря наличию здесь пермских соляных пород смогли сформироваться такие крупные газовые месторождения, как Шебелинское, Крестищенское, Кегичевское, Ефремовское и другие.

Хорошим экраном для скоплений нефтяных углеродов служат также девонские соляные породы. Поэтому есть все основания предполагать наличие их промышленных скоплений под девонской соленосной толщей. В этом направлении на протяжении последних лет ведутся разведочные работы, которые пока существенных положительных результатов не дали. Эти работы связаны с большими трудностями, поскольку они проводятся на больших глубинах, на которых резко ухудшаются коллекторские свойства пород. Кроме того, потенциально нефте-газоносные толщи пронизаны вулканическими породами. Слабо изучены также структурные особенности подсолевых девонских отложений, что сильно затрудняет разведочные работы.

Есть основания предполагать скопления нефти и газа под соленосными отложениями и в Закарпатском прогибе. Здесь также сталкиваемся с такими же трудностями, как в Днепровско-Донецкой впадине — с отсутствием удовлетворительных коллекторов и слабой изученностью структуры подсолевого ложа.

На юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы и в Предкарпатском прогибе солянокупольных структур нет, здесь галогенные образования могут служить лишь покрышкой (экраном) для скоплений нефти и газа.

Уголь. Часть соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины и северо-западного Донбасса осложнена в сводах надсолевых отложений прогибами (сводовыми прогибами). Такие прогибы выявлены на Новодмитриевской, Петрово-Роменской, Нежинской, Берекской, Буромской, Мироновской, Химорябухинской и на других структурах [20]. В прогибе Новодмитриевского купола в отложениях палеогена найдены 14 буроугольных линз, группирующихся в пять продуктивных горизонтов. Общие запасы бурого угля составляют здесь около 500 млн. *т* [10]. Это не единственное месторождение с такими запасами. Например, на Миргородской площади запасы бурых углей оцениваются в 600 млн. *т*. Имеющиеся данные говорят о том, что угленосные прогибы на соляных куполах распространены на территории всей впадины.

Подземные минеральные воды. В соленосных районах формирование подземных вод связано с галогенными отложениями. Источники таких вод известны в Предкарпатье и Закарпатье [2, 14]. Недостаточно изучена в этом отношении Днепровско-Донецкая впадина. Подземные воды соленосных областей имеют целебные свойства. На базе этих вод действуют такие курорты, как Моршин, Трускавец, Любин Великий, Немиров. Однако потенциальные возможности Предкарпатья в этом отношении используются недостаточно. Еще меньше используются подземные воды Закарпатья и Днепровско-Донецкой впадины, которые в этом отношении изучены значительно слабее.

Задачей геологов в этой области является дальнейшее изучение распространения, режима и состава подземных вод соленосных районов, наблюдение за оптимальным режимом эксплуатации этих вод, охрана вод в районах деятельности горно-химических комбинатов.

Подземные хранилища. Соленосные толщи очень удобны для строительства в них подземных хранилищ, что широко практикуется за рубежом, особенно в США [6, 18, 31]. Хранилища эти используются для нефти, нефтепродуктов, жидкого газа, продуктов питания и т. д.

На Украине во всех регионах, где распространены соленосные толщи, за исключением юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, есть необходимые условия для строительства таких хранилищ. Особенно благоприятны в этом отношении соляные купола Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Для проектирования и строительства таких хранилищ необходимо всестороннее изучение строения этих куполов.

Подземные санатории. В Закарпатской области, в Солотвине, находится первый и пока единственный в СССР санаторий, в котором для лечения больных астмой и другими заболеваниями используются отработанные соляные камеры. Дело это совершенно новое и поэтому требует дальнейшего изучения.

Таким образом, в соленосных отложениях и в соляных структурах республики выявлены, частично разведаны и эксплуатируются ценные полезные ископаемые. Однако в целом минеральные ресурсы, связанные с этими отложениями и структурами, изучены еще недостаточно. Из-за этого невозможно более широкое использование этих ресурсов нашим народным хозяйством.

В соленосных отложениях и в соляных структурах республики возможно открытие новых промышленных залежей калийных солей, серы, ртути, углей, минеральных вод, а может быть, также руд цветных металлов, редких и рассеянных элементов. Мы не упоминаем здесь нефти и газа, на которые разведочные работы проводятся в больших объемах. Для выполнения этой задачи необходимо значительно усилить изучение соленосных областей и устранить имеющиеся недостатки в этом деле.

Прежде всего следует преодолеть существующую разрозненность в изучении соленосных толщ, должным образом координировать как разведочные работы, так и научные исследования. Иначе говоря, изучение этих толщ необходимо проводить комплексно, а не подчинять его требованиям поисков и разведки какого-либо одного полезного ископаемого.

Для поисков полезных ископаемых, связанных с соленосными толщами Украины, чрезвычайно важно изучить строение этих толщ и прежде всего их вещественный состав и структурно-тектонические особенности. Поскольку строение соленосных толщ по площади не остается постоянным, а существенно изменяется, изучение следует проводить на всей территории их распространения. Эта задача может быть выполнена, если рассматриваемые отложения будут вскрыты сеткой разведочных скважин, будет отобрано и исследовано необходимое количество керн. Такое разведочное бурение проводится только при поисках отдельных полезных ископаемых, например, калийных солей, серы и т. д. Оно требует больших затрат и проводится, как правило, на ограниченных площадях, поэтому таким путем трудно изучить вещественный состав соленосных отложений на всей территории их распространения.

Легче и с меньшими затратами эта задача если не полностью, то в значительной мере может быть решена попутно, при поисково-разведочных работах на нефть и газ. Соляные толщи при разведочных работах на нефть и газ следует изучать более полно и всесторонне, чем другие осадочные образования нефтегазоносных областей. Организациям, ведущим поисково-разведочные работы на нефть и газ, следовало бы поручить изучение состава соленосных отложений во всех бурящихся скважинах. Попутное изучение дает возможность выявлять закономерности изменения литологии и вещественного состава соленосных образований (в пределах региона). Это в свою очередь позволит вести также специальные поисково-разведочные работы в соленосных отложениях более целенаправленно и повысить их эффективность.

При разведочном бурении на нефть и газ необходимо изучать также отложения, образующие сводовые прогибы соляных куполов. В результате такого изучения получим возможность оценить угленосность этих прогибов.

Для установления региональных закономерностей распространения полезных ископаемых в соленосных отложениях и прогнозирования их залежей, главным образом залежей калийных солей, важное значение имеют палеогеографические исследования соленосных бассейнов. Особенно целесообразно было бы провести такие исследования девонской соленосной толщи в Днепровско-Донецкой впадине, используя для этого материалы по геологии не только этого региона, но и смежных территорий, в частности Припятского прогиба. Такие палеогеографические реконструкции целесообразно провести и для пермского соляного бассейна, а также для Предкарпатского и Закарпатского миоценовых бассейнов.

Особое внимание следует уделить кепрокам соляных куполов. С ними, как уже отмечалось, может быть связан ряд весьма ценных и дефицитных полезных ископаемых. Вместе с тем до сих пор слабо изучен вещественный состав этих образований. Научно-исследовательские организации также не уделяют должного внимания выяснению генезиса и условий формирования этих кепроков, вследствие чего нет пока надежной теоретической базы для оценки кепроков на полезные ископаемые и для ориентирования разведочных работ.

Актуальной задачей остается изучение особенностей соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины и Закарпатского прогиба. Здесь все усилия должны быть направлены на выяснение морфологии соляных тел и их влияние на структуру слоев других пород. Это достигается главным образом геофизическими методами разведки при поисково-разведочных работах на нефть и газ.

Важное значение имеет изучение внутренней тектоники соляных штоков, особенно для поисков и разведки калийных солей в соляных куполах и для проектирования подземных хранилищ.

Наряду с изучением вещественного состава, литологических и структурных особенностей соленосных толщ Украины для рационального использования связанных с ними минеральных ресурсов очень важное значение имеет дальнейшая разработка теоретических основ соляной геологии, главным образом теории галогенеза и теории соляного тектогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. «Недра», М., 1967.
2. Бабинец А. Е. и др.— Лечебные минеральные воды и курорты Украины. Изд-во АН УССР, К., 1963.
3. Билюнижка П. М.— Минералог. сб. Львов. геол. об-ва, Львов, 1964, 18, 2.
4. Билюнижка П. М.— Минералог. сб. Львов. геол. об-ва, Львов, 1965, 19, 3.
5. Билюнижка П. М.— Минералог. сб. Львов. геол. об-ва, Львов, 1965, 19, 1.
6. Бишард П. П.— В кн.: Газовые промыслы и подземное хранение газов, 2. ГосИНТИ, М., 1960.
7. Богданов А. А. и др. Материалы к познанию геологического строения СССР. Изд-во МОИП, новая серия, 1947, 9, 13.
8. Бойко Т. Ф.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. «Наука», М., 1964.
9. Бойко Т. Ф. Металлоносность поверхностных вод и рассолов. «Наука», М., 1969.
10. Буцик Ю. В. и др.— Геол. журн., 1966, 26, 6.
11. Венгліньський І. В. Біостратиграфія міоцену Закарпаття за фауною форамініфер. Вид-во АН УРСР, К., 1962.
12. Вялов О. С.— Труды совещ. по разработке унифицированной стратиграф. шкалы третичных отлож. Крымско-Кавказской области. Баку, 1959.
13. Вялов О. С.— Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Изд-во АН УССР, К., 1965.
14. Гавриленко К. С. та ін. Підземні води західних областей України. «Наукова думка», К., 1968.
15. Глушко В. В.— Труды ВНИИГ, 1956, 32.
16. Голева Г. А.— В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. Изд-во АН СССР, М., 1960.
17. Жилевский Н. И.— Труды УкрНИГРИ, Гостоптехиздат, 1959, 2.
18. Иванцов О. М.— В кн.: Газовые промыслы и подземное хранение газов, 2. ГосИНТИ, 1960.

19. Кирикилица С. И., Ласьков В. А. Новый структурный тип ртутных месторождений в УССР. УкрНИИТИ, К., 1970.
20. Китык В. И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. «Наукова думка», К., 1970.
21. Климов М. А.— Геол. журн., 1968, 28, 2.
22. Кореневский С. М., Донченко К. Б.— В кн.: Геология месторожд. калийных солей. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, Л., 1963, 99.
23. Кореневский С. М., Бобров В. П. и др. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. «Недра», М., 1968.
24. Левенштейн М. Л.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, 4.
25. Маликова И. Н.— Закономерности распространения рубидия, таллия и брома в отложениях каменной соли. «Наука», СО АН СССР, Новосибирск, 1967.
26. Петрашкевич М. И., Пишванова Л. С.— В кн.: Вопросы геологии Карпат. Изд-во Львов. ун-та, 1967.
27. Пистрак Р. М.— В кн.: Материалы по геологии газоносных районов СССР. Днепровско-Донецкая впадина. Гостоптехиздат, 1962.
28. Понизовский А. Соляные ресурсы Крыма. «Крым», Симферополь, 1965.
29. Сандлер Я. М.— В кн.: Стратиграфия УРСР, т. VII. Юра. «Наукова думка», К., 1969.
30. Сливко Е. П., Петриченко О. И. Акцессорные литий, рубидий и цезий в соленосных отложениях Украины. «Наукова думка», К., 1967.
31. Смеляков Н. Н.— Деловая Америка. 2 изд. Изд-во политич. литературы, М., 1970.
32. Ткачук Л. Г., Хрущов Д. П., Ветров Ю. И.— Геол. журн., 1970, 30, 1.
33. Вагнес V. E.— Amer. Mineralogist, 1933, v. 18, № 8.
34. Наппа М. А., Wolf A. G.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1941, v. 25.
35. Негманн А. G.— Kali und Steinsalz, 1961, Bd. 3, № 7.
36. Johnson K. S.— Oklahoma Geol. Notes, 1969.
37. Taylor R. E.— As. Geol. Societies, 1953, v. 3.

Г. Н. Доленко

К ВОПРОСУ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

Новые геологические данные, полученные благодаря значительному увеличению глубин буровых скважин и широким региональным геофизическим исследованиям, позволяют составить определенные представления об условиях образования солянокупольных структур и закономерностях их распространения.

В этом отношении интересны нефтегазоносные провинции румынских Восточных Карпат, Трансильванской впадины и Закарпатского прогиба, связанные с Карпатской геосинклинальной областью, и нефтегазоносная провинция Днепровско-Донецкой впадины, приуроченная к Восточно-Европейской платформе.

В пределах румынских Восточных Карпат солянокупольные структуры наиболее резко выражены в зоне, где меридиональные Восточные Карпаты меняют свое направление на юго-западное, чтобы затем перейти в южные Карпаты широтного простирания (рис. 1). Здесь значительно усложняется тектоническое строение территории. Структурные элементы меридиональных горных Карпат, Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба резко погружаются. В горных флишевых Карпатах образовалась внутренняя впадина Слэник, во Внутренней зоне прогиба сформировался Кымпинский синклинорий, состоящий из синклинали Дражне на северо-востоке и впадины Пьятра—Валя Лунга на юго-западе, во Внешней зоне развились Калвинская и Плоештинско-Фокшанская впадины. Поднятия Валень и Питешти, находящиеся на границе Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба, на этой территории погружаются на значительную глубину, образуя фундамент развившихся миоцен-плиоценовых впадин.

Поднятие Валень состоит из нескольких изоклинальных складок, осложненных системой дизъюнктивных нарушений. В его строении на поверхности принимают участие главным образом породы олигоцена, представленные мени-

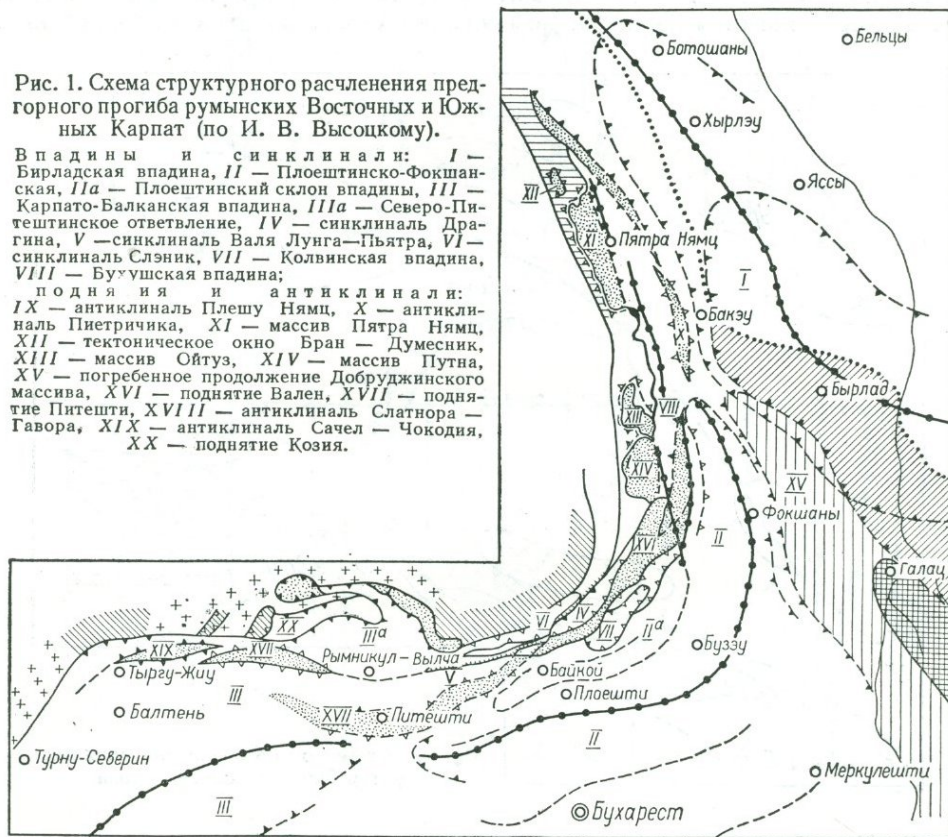
литами, дезодиловыми сланцами и кливскими песчаниками. На северо-западе поднятие Валень обрезано сбросом почти меридионального направления, по которому палеогеновые породы поднятия контактируют с породами миоцена (гельвет) Внутренней зоны прогиба. Юго-восточная граница поднятия проходит по контакту надвига палеогена на неоген.

Поднятие Питешти представляет собой погребенное палеогеновое поднятие. В неогеновых образованиях, принимающих участие в его строении, нет сармат-

Рис. 1. Схема структурного расчленения предгорного прогиба румынских Восточных и Южных Карпат (по И. В. Высоцкому).

Впадины и синклинали: I — Бирладская впадина, II — Плоештинско-Фокшанская, IIIa — Плоештинский склон впадины, III — Карпато-Балканская впадина, IIIa — Северо-Питештинское ответвление, IV — синклиналь Драгина, V — синклиналь Валя Лунга-Пятра, VI — синклиналь Слэник, VII — Колвинская впадина, VIII — Бузущкая впадина;

поднятия и антиклинали: IX — антиклиналь Плешу Нямец, X — антиклиналь Пиетричика, XI — массив Пятра Нямец, XII — тектоническое окно Бран — Думесник, XIII — массив Ойтуз, XIV — массив Пунта, XV — погребенное продолжение Добруджинского массива, XVI — поднятие Валень, XVII — поднятие Питешти, XVIII — антиклиналь Слатнора — Гавора, XIX — антиклиналь Сачел — Чокодия, XX — поднятие Козия.



ских, а иногда и всех миоценовых осадков, и плиоцен залегает непосредственно на олигоцене. На поверхности поднятие проявляется сильным развитием дизъюнктивных нарушений.

Наибольшее прогибание Плоештинско-Фокшанской впадины, расположенной к югу от промежуточных поднятий Валень и Питешти, наблюдается по линии Фокшаны — Буззу, южнее Плоешти и Питешти. Здесь общая мощность неогеновых образований превышает 10 тыс. м. На поверхности повсеместно развиты осадки левантинского яруса мощностью около 2000 м. Мэотические отложения в наиболее погруженной части впадины залегают на глубине не менее 5000 м.

Восточный склон впадины до пересечения по р. Буззу расположен на западном склоне погребенного Добруджинского массива. Южнее этого пересечения южный склон впадины расположен на Мизийской платформе, породы которой (триас, юра и мел) залегают непосредственно под сарматом и тортоном. На северо-западном склоне впадины в основании мощных плиоценовых осадков залегают сарматские, тортонские и гельветские отложения. Граница их распространения, по-видимому, проходит в приосевой части впадины, где предполагается наличие крупного разлома, разделяющего платформенную и геосинклиналиную части основания прогиба.

В пределах этого крыла Плоештинско-Фокшанской впадины развит грязевой и соляной диапиризм. При этом выделяется два района, различающихся деталями строения: Бузуский и Плоештинский.

Для Бузуского района наряду с солянокупольной тектоникой характерен грязевой вулканизм. В его пределах на поверхности широко распространены дакийские, понтийские и мэотические отложения. В своде антиклинальных складок обнажаются также породы миоцена (сармата, тортона и гельвета). Антиклинальные складки осложнены соляным или грязевым диапиризмом. Складки простираются параллельно прогибу в северо-восточном направлении.

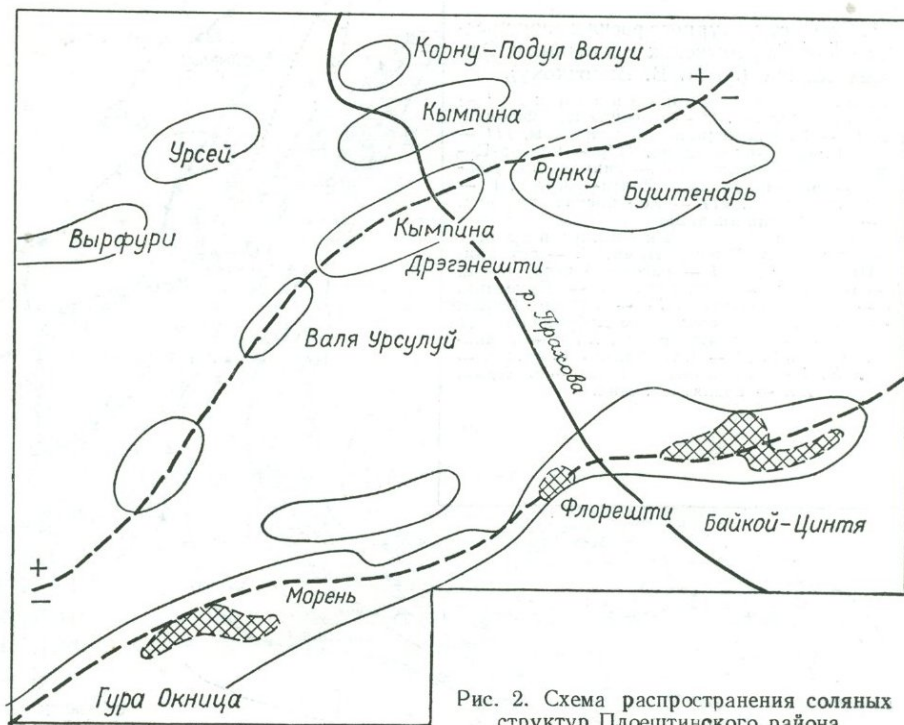


Рис. 2. Схема распространения соляных структур Плоештинского района.

В Плоештинском районе на поверхности распространены отложения левантинского и дакийского ярусов, в меньшей степени — понтийские и мэотические отложения, и лишь в своде антиклинальных складок появляются отложения миоцена. Этот район характеризуется наиболее развитой соляной тектоникой.

Соляные диапиры приурочены к сводовым частям складок и к тектоническим нарушениям. В северной и северо-восточной части района развиты узкие, сильно пережатые складки, осложненные сбросами с приподнятыми и надвинутыми северными крыльями. Соль здесь узкими лезвиями проникает по плоскостям тектонических нарушений (рис. 2). В средней части района распространены крупные антиклинальные складки, осложненные скоплениями соли в ядрах. В одних складках соль выходит на поверхность, в других — находится на глубине. В миоценовых породах она приурочена к отложениям тортонского яруса. При этом характерно, что осадки тортона повсеместно начинаются серыми известковистыми глинами с прослоями туфов и туффитов. Туфы являются как бы критерием, по которому тортонские отложения отличаются от подстилающих их гельветских. В региональном плане толща нижнеторонских пород с туфами мощностью около 250 м выделяется под названием глобигеринового туфового горизонта. Над этим горизонтом залегает вначале соленосная брекчия, состоящая из обломков песчаников клива олигоцена и зеленых филитов, а затем почти чистая кристаллическая соль. Над солью следует так называемая радиолярие-

вая свита, представленная глинистыми, темно-серыми, битуминозными мергелями с радиолариями.

Наблюдается общая приуроченность складок к продольным регионально-го характера разрывам (рис. 3). Один из таких разрывов (северный) проходит через антиклинальные складки Рунку, Буштенар, Кымпина, второй (южный) —

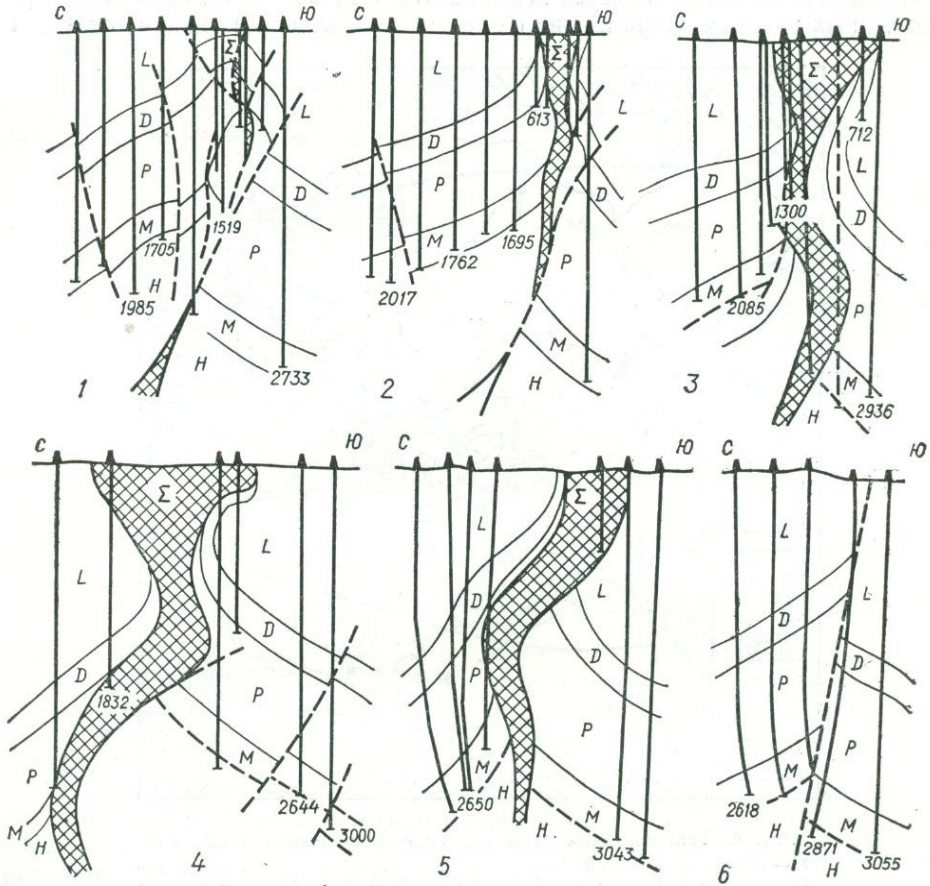


Рис. 3. Залегание соли в поперечных разрезах в районе Байкой — Цинтя (по материалам Плоештинского нефтедобывающего треста).

1 — Байкой (запад), 2 — Байкой (озеро), 3 — Байкой (юг), 4 — Лилиешти (Байкой, соль), 5 — Цинтя (запад), 6 — Цинтя (восток).

через структуры Байкой, Цинтя, Флорешти, Морени, Гура Окница. По этим разрывам обычно северные крылья складок приподняты и несколько надвинуты на южные.

Кроме продольных разрывов здесь развиты также поперечные региональные разрывы. Среди них скорее всего можно предполагать развитие разрывов вдоль современных течений рек Бузэу, Праховой и Дымбовицы. По этим разрывам, очевидно, происходило опускание территории Плоештинско-Фокшанской впадины.

Охарактеризованные складки Плоештинско-Фокшанской впадины имеют три структурных этажа: нижний, сложенный палеогеновыми образованиями, средний — миоценовыми отложениями и верхний — плиоценовыми. Каждый структурный этаж связан с проявлением отдельных фаз складчатости альпийского тектогенеза: постолиоценовой (савской), постсарматской (аттической) и постплиоценовой (роданской).

Своеобразной соляной тектоникой отличается Трансильванский бассейн. В геоструктурном плане он представляет собой межгорную впадину, ограничен-

6601

ную с запада древним горным массивом Апусени, с юга — кристаллическим массивом Южных Карпат (массив Фэгэраш), с востока и северо-востока — массивом эффузивных пород Восточных Карпат Хэргита—Кэлимэн. В северо-западной части бассейн соединяется через узкий Гольфсильванский пролив с Паннонским бассейном (рис. 4).

На юге впадины выделяется два широтного простираения ступеньчато расположенных разрыва. Один из них (более южный) отделяет впадину от Южных

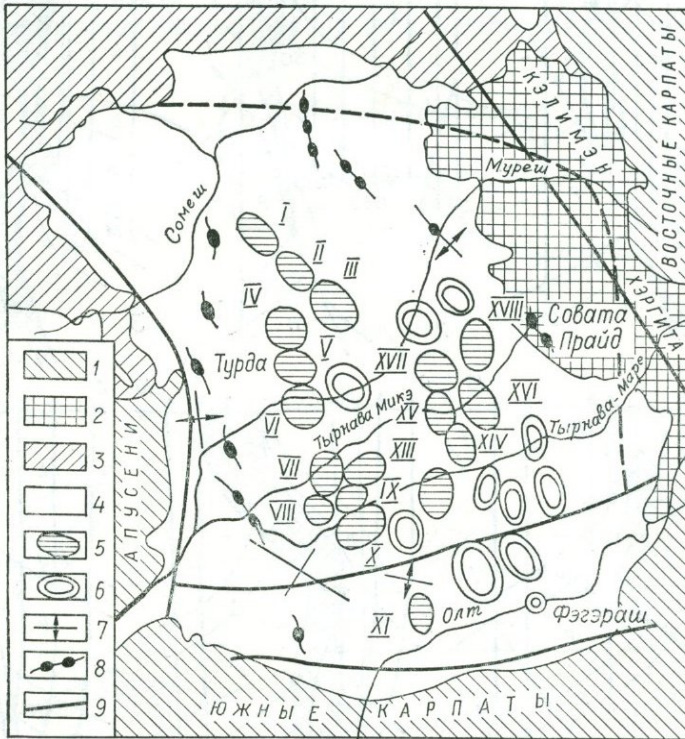


Рис. 4. Тектоническое строение Трансильванского бассейна.

1 — горные обрамления бассейна (Восточные Карпаты, Апусени, Фэгэраш), 2 — вулканическая гряда (Хэргита — Кэлимэн), 3 — холмистое обрамление (Гольфсильвания), 4 — неоген, 5 — газоносные купола, 6 — купола и брахиантиклинали, 7 — антиклинали, 8 — соляные диапиры, 9 — разрывы.

Газовые месторождения: I — Пуини, II — Сармашел, III — Шинкай, IV — Зоул-де-Кымпие, V — Сынгер, VI — Богата-де-Муреш, VII — Четата-де-Балта, VIII — Тузни, IX — Базна, X — Копша-Микэ, XI — Илимба, XII — Ноул-Сэсек, XIII — Шарош, XIV — Надеш, XV — Филятьник, XVI — Сынгеоргиул-де-Падуре, XVII — Корунка, XVIII — Миеркура — Ниражул.

Карпат, второй (северный) — от мезозойских и палеозойских пород северного склона гор. Крупные разрывы прослеживаются также на западном и восточном склонах бассейна. Северный склон впадины полого ($5-15^\circ$) погружается к центру, расположенному в междуречьи Муреша и Тырнавы, где на поверхности распространены плиоценовые (паннонские) образования.

Развитие бассейна начинается с нижнего палеогена. В это время устанавливается морской режим, который затем сохраняется на протяжении палеогена и всего неогена. В процессе седиментации осадков происходило непрерывное погружение дна бассейна, что способствовало накоплению большой их мощности (свыше 5000 м). В основании тортонских образований залегает мощная толща соли. Границы распространения соли контролируются глубинными разрывами, в том числе предполагаемым поперечным разрывом на севере. Мощность и глубина залегания соли увеличивается от бортов к центру бассейна, где она встречается на глубине 2800—3200 м. Характерно, что в основании соленосных

пород тортона залегает горизонт дацитовых туфов джж мощностью от 10 м в центре бассейна до 200 м на его окраинах. Выше туфов следует толща мергелей. В периферийных частях бассейна — литотамниевые известняки и пески. Над мергелями и известняками залегает толща соли мощностью от нескольких десятков метров на периферии до 400—600 м в центральной, наиболее прогнутой части бассейна. Над солью залегает мощная (от 200 до 600 м) толща мергелей и песчаников с радиоляриями. Общая мощность тортона достигает 1500 м в центре бассейна.

Основной структурный план бассейна определяется проявлением соляной тектоники: в краевых частях выделяется зона диапировых структур, в центральной части — внутренняя зона купольных структур.

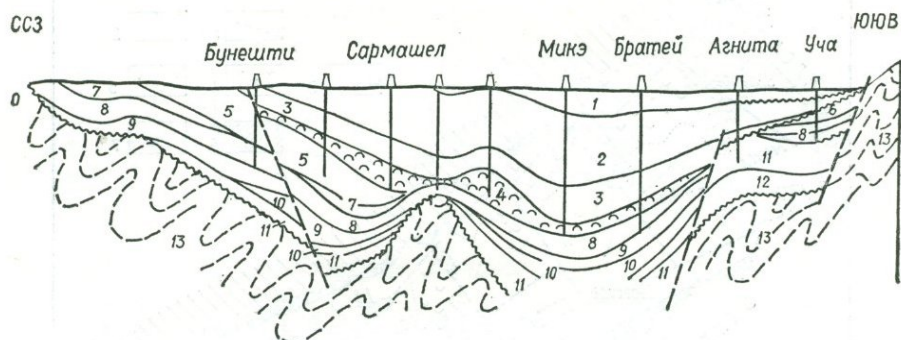


Рис. 5. Залегание соленосной толщи Трансильванского газоносного бассейна (по Н. Григорашу 1961 г.).

1 — плиоцен, 2 — сармат, 3 — тортон, 4 — каменная соль, 5 — гельвет, 6 — бурдигал, 7 — олигоцен, 8 — эоцен, 9 — мел, 10 — юра, 11 — триас, 12 — палеозой, 13 — кристаллические сланцы.

Диапировая зона характеризуется интенсивной складчатостью с типичными диапировыми складками, прорванными соляными штоками. Складки располагаются параллельно распространению региональных глубинных разрывов.

Ширина внутренней зоны купольных структур около 70 км. Эта зона характеризуется развитием брахиантиклинальных и куполовидных складок, разделяющихся между собой круглыми и эллиптическими мульдообразными прогибами. Купола образовались на месте поднятия кровли соленосной свиты тортона (рис. 5). Скопления соли в куполах имеют вид овально-выпуклых или плоско-выпуклых линз. В надсолевой толще купола выражены поднятиями с размерами порядка $15 \times 10 \text{ км}^2$, амплитудой от 15 до 160 м с углами падения крыльев, не превышающими 20° . Купола группируются в продольном направлении по двум линиям — западной и восточной, разделенным синклинальным прогибом Думбравени.

В поперечном направлении в свою очередь выделяются три группы складок: северная, центральная и юго-восточная. Северная группа располагается на участке, заключенном в междуречье Сомеша и Муреша, центральная — в междуречье Малой (Микэ) и Большой (Маре) Тырнав и юго-восточная — юго-восточнее р. Большой Тырnavы.

В северной и юго-восточной группах структур преобладает брахиантиклинальный тип поднятий в отличие от центральной группы, для которой характерны только купола. Кроме того, структуры северной и юго-восточной групп ориентированы с северо-запада на юго-восток. Это явление скорее всего может быть объяснено наличием на глубине того же простирания региональных разрывов. Весьма вероятно также, что центральная группа структур отделяется поперечными глубинными нарушениями, протягивающимися вдоль Малой и Большой Тырnav. Об этом может свидетельствовать и тот факт, что именно здесь наблюдается максимальная мощность, с одной стороны, плиоценовых образований (около 500 м), с другой — тортонских (свыше — 1600 м). Возможно, раз-

витые здесь глубинные разрывы выражены в основном в породах основания бассейна, а затем в образованиях миоцена и плиоцена по мере приближения к дневной поверхности они затухают.

В строении Трансильванского бассейна выделяется два структурно-тектонических этажа: подсолевой (дотортонский) и надсолевой. Подсолевой структурный этаж образовался в результате предтортонских тектонических движений штирийской фазы складчатости, надсолевой — в результате складчатых движений предплиоценовой (аттической) и постплиоценовой (роданской) фаз альпийского тектонического цикла. Заключительная, роданская фаза складчатос-

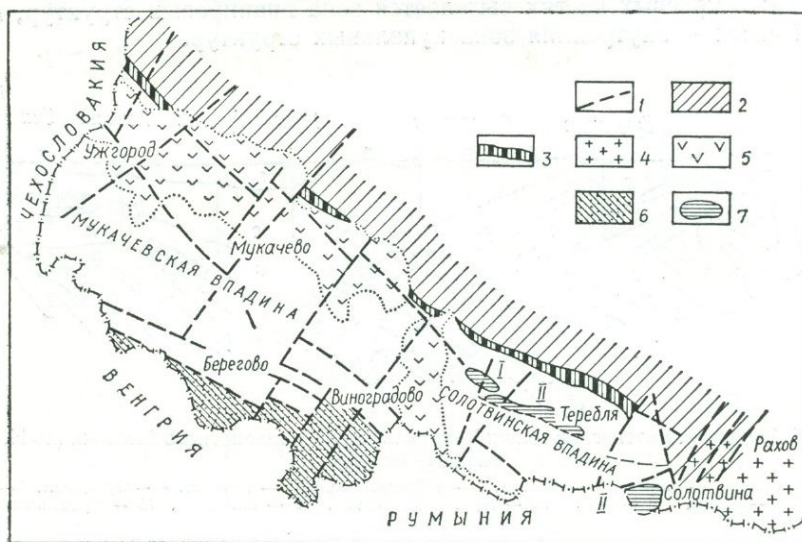


Рис. 6. Схема тектонического строения Закарпатского прогиба.

1 — тектонические разрывы, 2 — складчатые Карпаты, 3 — Пьенинская зона утесов, 4 — Раховский кристаллический массив, 5 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда, 6 — Паннонская впадина, 7 — солянокупольные структуры: I — Нанковская, II — Данилово-Тереблянская, III — Салотвинская.

ти, как наиболее интенсивная, обусловила формирование современного структурно-тектонического плана, в том числе образование локальных диапировых и купольных структур.

Типичен по условиям соленосности также Закарпатский прогиб. Образовался он вследствие погружения территории на глубину по региональным глубинным разрывам. Один из них служит юго-западной границей Карпатского сооружения. Это так называемый Закарпатский, или Пьенинский, разлом, с которым связана в своем развитии Утесовая зона Карпат. Второй — Береговский, по которому проходит юго-западная граница Закарпатского прогиба. Он отделяет Закарпатский прогиб от срединного Паннонского массива (рис. 6).

В пределах собственно Закарпатского прогиба выделяются две впадины: Мукачевская и Салотвинская, разделенные Выгорлат-Гутинской вулканической грядой. Обе эти впадины выполнены миоценовыми и плиоценовыми образованиями (бурдигала, гельвета, тортона, сармата, паннона, левантина) общей мощностью свыше 5000 м. Соленосные отложения, приуроченные к тортону, развиты главным образом в Салотвинской впадине. В основании соленосной толщи (тереблянская свита) залегает так называемый новоселицкий туф с прослоями мергелей (новоселицкая свита). В Мукачевской впадине широко развиты плиоценовые вулканогенно-осадочные породы. Вместе с тем в миоценовых отложениях нет галогенных образований. Фундамент впадины, как показывают глубокие скважины в Залуже, Ужгороде, Берегове и других местах, имеет сложную блоковую структуру. Он сложен породами так называемого подгальского, или внутривосточного, флиша (эоцен — олигоцен), мела, юры, триаса и более древ-

них образований. В неогеновом комплексе пород развиты брахиантиклинальные и куполообразные складки.

Глубинными разрывами продольного и поперечного направлений территория Мукачевской впадины разбита на несколько блоков (Ужгородский, Середнянский, Залужский и Иршавский).

Солотвинская впадина, в отличие от Мукачевской, характеризуется незначительным развитием плиоценовых отложений и отсутствием очагов вулканизма, связанных с Закарпатским разрывом. В Мукачевской впадине основные очаги вулканизма располагаются вдоль этого разрыва. Кроме того, в центральной части Солотвинской впадины, где наиболее резко выражена соляная тектоника, наблюдается значительное увеличение мощности так называемых но-

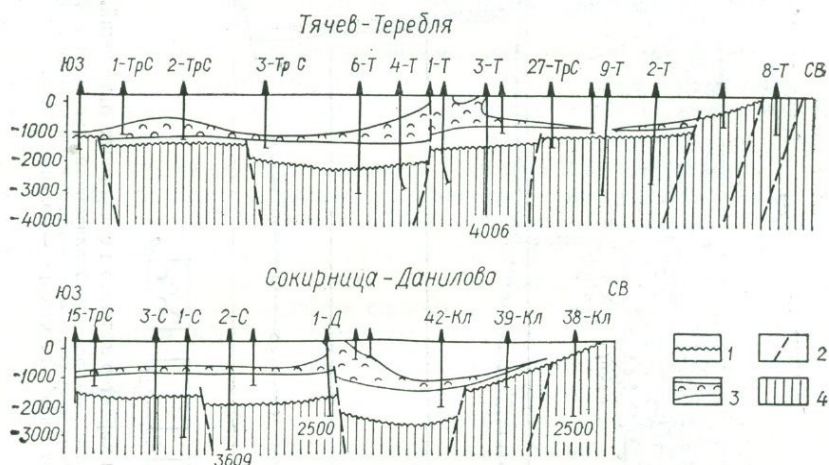


Рис. 7. Строение солянокупольных структур Закарпатского прогиба.
1 — стратиграфические несогласия, 2 — тектонические разрывы, 3 — неогеновые отложения, 4 — отложения донеогенового фундамента.

воселицких туфов и соленосных отложений тортона (тереблянская и солотвинская свиты). Это дает основание считать, что возможны вулканические излияния по поперечным разломам, которые разбивают территорию на отдельные блоки (Хустский, Тереблянский и Солотвинский). Один из таких разрывов служит границей между Мукачевской и Солотвинской впадинами. Он отделяет также на северо-западе Солотвинскую впадину от вулканического хребта Шоллес. Глубина залегания фундамента, сложенного дислоцированными породами мела и палеогена, в Солотвинской впадине значительно больше, чем в Мукачевской. В структурном отношении для Солотвинской впадины характерно развитие солянокупольных структур (рис. 7).

Развитие соляного диапиризма связано с проявлением постплиоценовой роданской фазы складчатости.

Характерной в отношении закономерностей распространения солянокупольных структур является также нефтегазоносная провинция Днепровско-Донецкой впадины. Образовалась и развивалась она в теле так называемого сарматского кристаллического щита докембрийской Восточно-Европейской платформы вследствие вовлечения данной территории в погружение по системе региональных глубинных разломов северо-западного простирания. По ним происходило опускание блоков кристаллического фундамента на глубины до 8—10 км. Во впадине есть бортовые склоны и центральный грабен, ограниченный глубинными разрывами, которые достигают поверхности Мохоровичича (рис. 8).

Внутри грабена в прибортовых частях в осадочном комплексе пород и в кристаллическом фундаменте обнаружены зоны прогибания, примыкающие к крайним разломам. В центральной части грабена наблюдается горстообразное залегание пород.

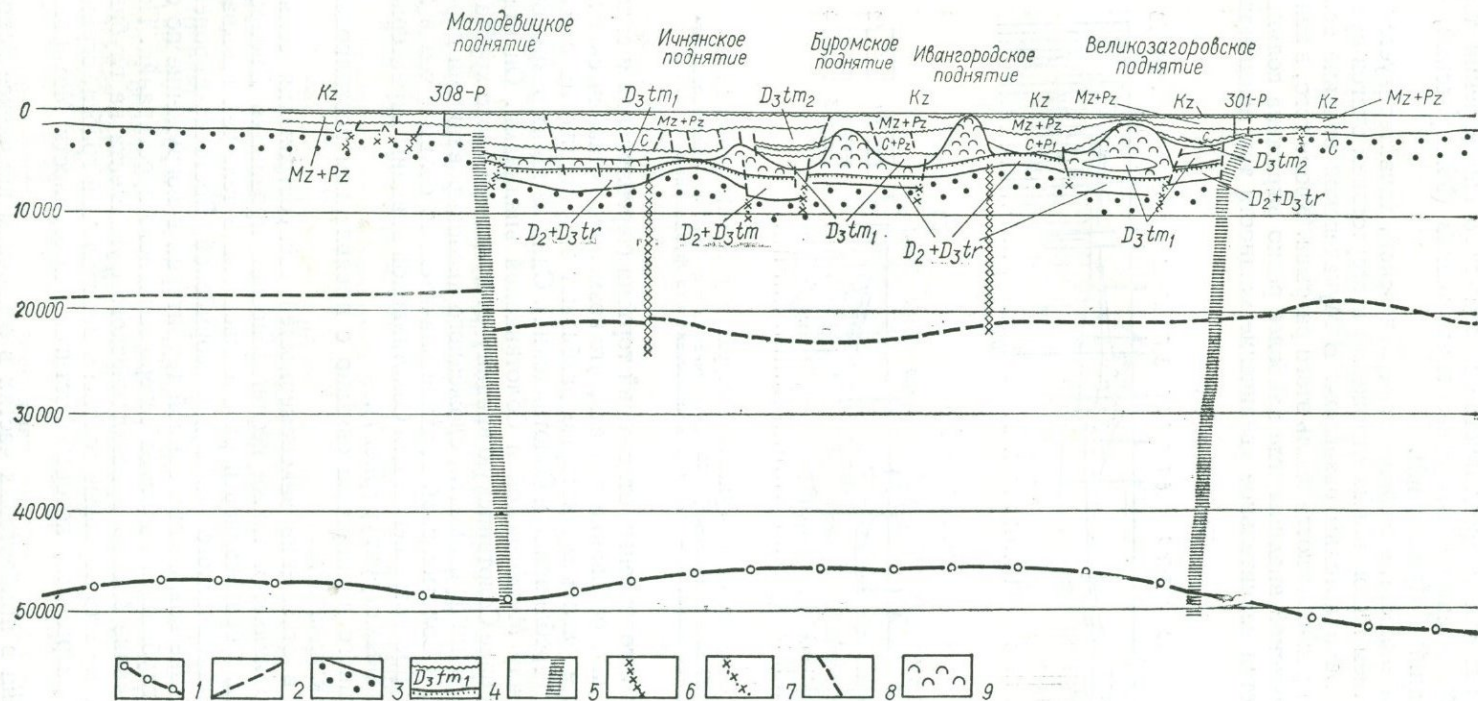


Рис. 8. Строение земной коры в пределах ДДВ и характер залегания соленосных отложений.

1 — поверхность Мохоровичича; 2 — поверхность Конрада; 3 — поверхность докембрийского кристаллического фундамента; 4 — средне-верхнедевонский осадочный комплекс пород; 5 — разломы, достигающие поверхности Мохоровичича, 6 — достигающие поверхности Конрада, 7 — в докембрийском кристаллическом фундаменте, 8 — достигающие осадочного чехла; 9 — соляные купола.

Образование всей впадины связано со сжатием и уменьшением объема подкорового вещества мантии Земли и расширением его на участках, ограничивающих впадину — на Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве. На границе сжимающихся и расширяющихся масс подкорового вещества заложилась краевые глубинные разломы впадины, по которым происходило общее погружение земной коры на данном участке.

Горстообразное поднятие в центральной части впадины возникло, надо полагать, в результате компенсационных процессов, вызвавших сжатие подкорового вещества непосредственно под склонами впадины, и некоторого подтока подкорового вещества из-под крыльев под центральную часть впадины.

Горстообразное опускание в средней части центрального грабена происходило, по-видимому, вследствие некоторых компенсационных движений в гранитном слое земной коры.

Развитие разломов глубокого заложения, ограничивающих грабен, способствовало проникновению из глубинных очагов земной коры магматических расплавов и интенсивному развитию вулканизма на рассматриваемой территории. Эффузивные и пирокластические образования значительной мощности установлены в пределах Черниговского поднятия и на юго-западных окраинах Донбасса. Предполагается также, что они есть в центральном грабене впадины, о чем свидетельствуют обломки и глыбы диабазов, вынесенные солью на разные гипсометрические уровни в пределах штоков и соляных куполов. Выше эффузивно-терригенной толщи накапливались уже осадки хемогенно-терригенного типа, в котором выделяются соленосный, соленосно-терригенный и сульфатно-терригенный подтипы. Мощность соли достигает 1000 м и больше.

Условия накопления осадков контролировались, с одной стороны, тектоническими особенностями развития области размыва, в которую входили Украинский щит и Воронежский кристаллический массив, с другой — особенностями строения фундамента самой впадины. Как видно из результатов геофизических исследований, в фундаменте Днепровско-Донецкой впадины положительные формы рельефа имеют форму поперечных поднятий, а отрицательные — депрессий. Так выделяются Черниговское, Гмырянское, Лютенское и Харьковское поднятия, Нежинская, Роменская, Полтавская и Шебелинская депрессии (рис. 9). Между поднятиями и депрессиями развились поперечные глубинные разрывы. Эти разрывы существовали еще до образования впадины. При возникновении и формировании последней они не проявлялись, а интенсивно развивались лишь в период геотектонической инверсии. По этой причине они более резко выражены в породах фундамента и затухают к поверхности осадочного чехла.

В истории геологического развития поднятия и депрессии влияли на закономерности распределения фаций отложений и структурно-тектонические особенности строения впадины. Так, накопление в девоне эффузивных пород и их туфов происходило в основном на участках приподнятых блоков (Анисовский и Павловский прогибы Черниговского поднятия и др.). Участками накопления соленосных отложений девона были опущенные тектонические блоки.

Исследованиями установлено, что большинство структурных поднятий, в том числе солянокупольных, в пределах рассматриваемого региона располагается на участках, заключенных между поднятиями и депрессиями, в сбросовых зонах продольных глубинных разрывов. Для этих участков характерны резкое изменение градиента мощности пород и наиболее интенсивная складчатость. Структуры по своей природе полигенные — в допозднепермское время происходил их конседиментационный рост, а с позднепермского времени они формировались под влиянием процессов складкообразования. Основной тип структур — брахиантиклинальные складки, осложненные диапирами девонской и нижнепермской соли.

Структурный план по нижним этажам согласуется в большинстве случаев со строением фундамента, а структурные планы более верхних комплексов пород — со строением самой впадины, т. е. осевые линии структур в этих породах вытянуты вдоль основного простирания впадины.

Солянокупольные структуры развивались наиболее интенсивно на участках пересечения продольных и поперечных глубинных разрывов и в зоне краевых ступенчатых сбросов (Малодевичкое, Великобубновское, Ичнянское, Буромское, Ивангородское, Шебелинское, Ефремовское, Михайловское и др. поднятия).

Соляной диапиризм проявлялся одновременно под воздействием гравитационных и тектонических напряжений с преобладанием последних. Основное

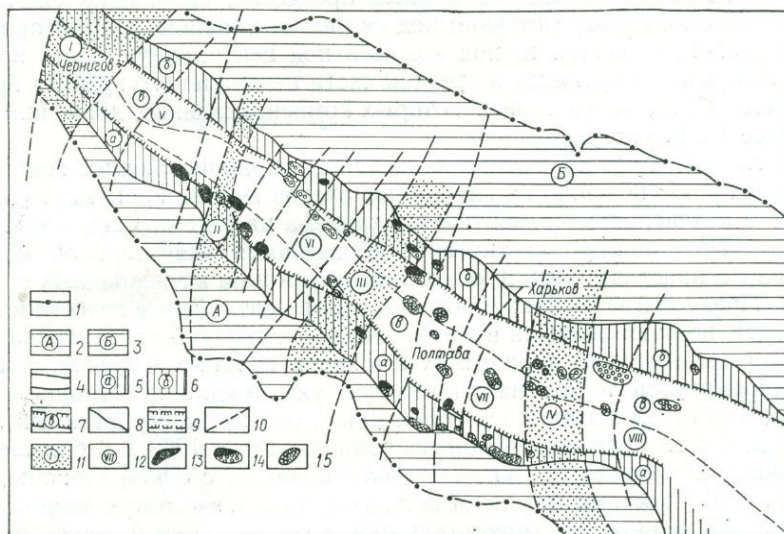


Рис. 9. Соотношение тектонического плана строения и размещения месторождений нефти и газа ДДВ.

1 — границы Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции; 2 — южный борт впадины (северо-восточный склон Украинского щита); 3 — северный борт впадины (юго-западный склон Воронежского кристаллического массива); 4 — Днепровско-Донецкий грабен; 5 — южная прибортовая зона грабена; 6 — северная прибортовая зона грабена; 7 — центральная зона грабена; 8 — краевые разломы Днепровско-Донецкого грабена; 9 — дизъюнктивные нарушения продольные; 10 — дизъюнктивные нарушения поперечные; 11 — древние поперечные поднятия; 1 — Черниговское, II — Гмырянское, III — Лютенское, IV — Харьковское; 12 — древние поперечные депрессии; V — Нежинская, VI — Роменская, VII — Полтавская, VIII — Шебелинская; месторождения: 13 — нефтяные, 14 — нефтегазовые, 15 — газовые.

развитие солянокупольных структур происходило в предпалеогеновое время, когда уже сформировался основной современный тектонический облик территории.

Таким образом, закономерности развития и распространения солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины обусловлены региональными ее тектоническими и литолого-фациальными особенностями. Геотектоническое развитие впадины происходило в тесной генетической связи с процессами, происходящими в верхней мантии Земли.

В результате выяснения особенностей тектонического строения и условий накопления и распространения соленосных толщ в рассмотренных нефте-газоносных провинциях румынских Восточных Карпат, Трансильванского бассейна, Закарпатского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины можно сделать следующие выводы:

1. Накопление соленосных толщ происходило в периоды погружения территории нефте-газоносных провинций по системе глубинных разломов, главным образом продольного направления.

2. Накоплению соленосных толщ предшествовало проявление вулканизма и образование туфов и туффитов. В предгорном прогибе румынских Восточных Карпат это глобигериновый туфовый горизонт, в Трансильванском бассейне — туф дэж, в Закарпатском прогибе — новоселицкий туф и в Днепровско-Донецкой впадине — вулканогенная толща низов верхнего девона.

3. Мощность соляных масс увеличивается по направлению к наиболее прогнутым участкам территории осадконакопления.

4. Солянокупольные структуры развивались, как правило, вдоль региональных глубинных разломов преимущественно продольного направления.

5. Образование солянокупольных структур происходило в заключительные фазы тектонического развития территорий, когда тектонические напряжения достигали своего максимального значения.

На основании вышеизложенного можно полагать, что накопление соленосных толщ в седиментационных бассейнах происходило благодаря поступлению в морской бассейн солевых растворов из глубинных очагов по глубинным разрывам, развитым в породах фундамента. Отложившиеся соляные массы проникали на поверхность по региональным разрывам осадочного чехла. Формирование соленосных структур происходило преимущественно в инверсионные периоды геотектонического развития территорий под воздействием, с одной стороны, тектонических, с другой — гравитационных напряжений.

В. С. Журавлев

ПРОЯВЛЕНИЕ СОЛЯНОЙ ТЕКТониКИ В СОВРЕМЕННЫХ ГЛУБОКИХ МОРЯХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИНАХ

В настоящее время внимание человечества обращено к акваториям морей и океанов, занимающим 71%, то есть немногим менее трех четвертей поверхности нашей планеты. Интерес к ним привлекают не только минеральные ресурсы морского дна, но в меньшей степени и то, что под водами Мирового океана все еще скрыты многие страницы геологической летописи Земли. Однако благодаря успехам морской геологии (главным образом бурение на больших глубинах) и геофизики (эхологирование, сейсмоакустика, сейсморазведка МОВ и КМПВ, глубинное сейсмическое зондирование) геологическое строение многих акваторий уже известно, хотя и в общих чертах. Поток поступающей информации стремительно нарастает, и назревает необходимость пересмотреть гипотезы, противоречащие фактам. К числу таких фактов принадлежат и проявления соляной тектоники в современных глубоких морях и океанических впадинах.

Давно установлено, что границы регионов, охваченных соляной тектоникой, не совпадают с современными границами континентов и что соляные купола нередко продолжают в пределах прибрежного мелководья. В настоящее время доказано, что проявления соляной тектоники широко распространены не только в мелководном Северном море [43], скрывающемся под своими водами большую часть Североморской экзогональной впадины Европейской платформы [9], но и в пределах абиссальной равнины Мексиканского залива [69]. Более того, локальные диапировые структуры, с различной степенью вероятности отождествляемые с соляными куполами, теперь известны в разных частях Мирового океана, но главным образом по окраинам Атлантического океана. Вне его диапироподобные структуры предполагаются на западе Тихого океана — в Южно-Китайском море [21] и на юго-востоке Берингова моря [60]. В Черном море возможно развитие глиняных диапиров [57].

На востоке Атлантического океана, помимо Северного моря, целиком лежащего в зоне континентального шельфа, такие структуры известны в Бискайском заливе, на западе Средиземного моря — внутреннего моря Атлантического океана, а также в непосредственной близости от западных берегов Африки: у побережья Сенегала и Португальской Гвинеи, Нигерии, Габона и Анголы.

В Бискайском заливе куполовидные поднятия типа соляных диапиров выявлены в пределах континентального склона на глубинах порядка 2000 м и

предполагаются на абиссальной равнине, имеющей кору океанического типа [28, 48]. Здесь, в глубоководной части залива, его дно осложнено многочисленными холмами, которые либо характеризуются резкими локальными магнитными аномалиями и рассматриваются как подводные вулканы, либо немагнитны и считаются соляными куполами. В то же время соляные купола континентального склона, по данным сейсморазведки [31], тождественны прослеживающимся на континенте в пределах Аквитанской плиты [47]. Соляные массивы последних сложены триасовой солью и отделены от палеозойского складчатого фундамента подсолевыми отложениями мощностью около 500 м. Судя по региональным сейсмическим профилям, проложенным от континента в сторону океана, она существенно не изменяется и на континентальном склоне залива. Поэтому единственное различие между «сухопутными» и «морскими» соляными куполами мы видим лишь в том, что последние скрыты под водами Бискайского залива. Однако даже если хотя бы некоторые холмы его батинальной равнины солянокупольные, мы должны будем признать, что осадочный слой, несущий соленосные толщи, в пределах этой равнины непосредственно подстилается «базальтовым» слоем земной коры.

В западной части Средиземного моря, по данным сейсморазведки, соляные купола еще совсем недавно были известны только в Лигурийском море [38] и на абиссальной равнине в районе Балеарских островов [42, 50]. Считалось, что в первом районе они приурочены к осевому грабену — к Лигурийской абиссальной равнине со средними глубинами дна 2500 м, разобщающей континентальные склоны Европейского материка и о. Корсика [40]. Теперь выяснилось, что на абиссальной равнине всего Алжиро-Прованского бассейна Средиземного моря, ограниченного на востоке о-вами Корсика и Сардиния и простирающегося на запад к Гибралтарскому проливу, соляные купола имеют региональное распространение [65, 67]. В частности, установлено, что к северо-востоку от линии Барселона — о. Менорка в северной части этой абиссальной равнины развита мощная (свыше 5 км) серия практически горизонтальной залегающих трещинных отложений, прорванных соляными диапирами [51].

На основании корреляции сейсмических разрезов предполагается, что возраст материнской соленосной толщи (до 600 м) соляных куполов, лежащих к северу от Балеарских островов, миоценовый, причем допускается, что соляные купола Лигурийского моря связаны с соленосными отложениями того же возраста [51]. Между тем соль куполов Лигурийского моря раньше считали либо триасовой [39, 40], либо понтической [30] и связывали ее накопление с раздвижением Европы и Африки при образовании впадины Тетис, в первом случае — на начальном, а во втором — на повторном этапе этого процесса. Палеогеографические построения свидетельствуют, что в олигоцене по крайней мере на месте Лигурийского моря располагался обширный массив суши [46, 30] и поэтому миоценовый возраст соли его куполов наиболее вероятен.

Данные сейсморазведки однозначно показывают, что под абиссальной равниной Алжиро-Прованского бассейна «гранитного» слоя нет [5, 16, 35, 37, 24], а сейсмическая поверхность с $V_p = 7,7$ км/сек, непосредственно подстилающая осадочный слой и отвечающая кровле «базальтового» слоя, прослеживается на глубинах порядка 10 км [16, 24]. Сведения о глубине залегания поверхности верхней мантии неоднозначны. Первоначально считалось, что в Лигурийском море она располагается на незначительной глубине — около 10,4 км [37]. Между тем по схеме, построенной с учетом гравиметрических материалов, средняя глубина ее залегания в пределах Алжиро-Прованского бассейна 16 км [16]. Однако глубинным сейсмическим зондированием поверхность с $V_p = 8,1$ км/сек (поверхность верхней мантии) в центральной части бассейна обнаружена на глубине около 30 км, а по его периферии она резко погружается до 60 км [24]. Следовательно, на абиссальных равнинах западной части Средиземного моря мощность осадочного слоя, несущего соленосные толщи, равна 10 км (включая 2—3-километровый слой воды), а мощность непосредственно подстилающего его «базальтового» слоя достигает 20 км.

В отличие от соляных куполов абиссальных равнин Бискайского залива и

западной части Средиземного моря соляные купола, выявленные у западного побережья Африки, не выходят за пределы континентального шельфа. Возраст соли, слагающей их соляные массивы, мезозойский, причем у куполов шельфа Сенегала и Португальской Гвинеи — триасово-юрский [63], а у куполов шельфа Нигери, Габона и Анголы — аптский [1, 23, 25, 62, 59]. Эти купола приурочены к обширным приокеаническим впадинам — Сенегальской (соляные купола шельфа Сенегала и Португальской Гвинеи), Габонской, Куанза (соляные купола шельфа и побережья Анголы), — и только купола, тяготеющие к дельте р. Нигер, расположены в прибрежной части мелового авлакогена Бенуэ [19]. У побережья океана в зоне этого авлакогена нет «гранитного» слоя, тогда как все шельфовые части перечисленных приокеанических впадин подстилаются нормальной континентальной земной корой.

Помимо перечисленных районов на востоке Атлантического океана диапировые структуры, иногда отождествляемые с соляными куполами, известны в небольшом количестве мест: к северо-северо-западу от Ирландии в трог Роккол [54], а также близ Африки — к западу от Гибралтара [54], у Канарских островов [56] и к северу от островов Зеленого мыса [56, 59]. Однако глубоководное бурение, недавно проведенное в районе Гибралтара и упомянутых островов, показало, что выявленные здесь диапировые структуры не соляные купола, а подводные вулканы [55]. К тому же диапировые структуры района Гибралтара лежат в пределах поперечной (по отношению к срединно-океаническому хребту) Азоро-Гибралтарской структуры с ее цепями подводных вулканов [4].

На западе Атлантического океана диапировые тела выявлены близ крайнего западного выступа Северной Америки, на крутом изгибе юго-восточного края Южной Америки, а также в Мексиканском заливе.

У берегов Северной Америки такие тела установлены на континентальном склоне и абиссальной равнине Сом, к юго-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки [59], которая расположена юго-восточнее о. Ньюфаундленд и является обширной отмелью с преобладающей глубиной менее 100 м. Аналогичные структуры выявлены у основания континентального склона п-ова Новая Шотландия [34]. Их наличие дало основание предполагать, что зона развития диапировых тел протягивается вдоль континентального склона от района п-ова Новая Шотландия на северо-восток, к Большой Ньюфаундлендской банке [59]. Предполагаемая солянокупольная природа этих диапиров подтверждается отсутствием локальных магнитных аномалий над ними, а также наличием соляных пластов, по-видимому юрских, в районе Большой Ньюфаундлендской банки [65] и соляных куполов, выявленных сейсморазведкой на шельфе, тяготеющем к п-ову Новая Шотландия, в частности северо-северо-восточнее о-ва Сейбл [45, 59].

Глубинным сейсмическим зондированием установлено, что в пределах Ньюфаундлендского шельфа подошва осадочного слоя залегает на глубине 2—3 км, поднимаясь к о. Ньюфаундленд и к океаническому краю шельфа. На континентальной ступени глубина ее залегания возрастает до 7 км, затем несколько уменьшается и вновь увеличивается до 13 км. Ниже даже на абиссальной равнине прослеживается «гранитный» слой, здесь относительно тонкий (до 3 км), но выклинивающийся только на расстоянии более 400 км от о. Ньюфаундленд. В зоне его выклинивания последовательно уменьшается мощность «базальтового» слоя и поднимается поверхность верхней мантии [33]. Таким образом, осадочный слой в зоне развития соляных куполов близ крайнего выступа Северной Америки весьма мощный и подстилается земной корой континентального типа.

У берегов Южной Америки диапировые структуры, по-видимому, соляные купола, обнаружены в бухте Сан-Пауло и на шельфе у Южной Бразилии и Уругвая. Возраст соли, слагающей их соляные массивы, предположительно позднеаптско-альбский [27].

Наиболее широко распространены соляные купола в Мексиканском заливе. По его северному побережью, на территории Голф-Коста и по кромке шельфа они были известны уже давно, но теперь они установлены на континентальных

склонах залива, а также в пределах обширной, охватывающей почти четверть его акватории, абиссальной равнины с глубинами свыше 3 км [36, 52, 53]. Солянокупольная природа диапиров абиссальной равнины была окончательно доказана в 1968 г. материалами скважины, пробуренной с экспедиционного судна «Гломар Челленджер». Под слоем воды на глубине 3580 м она вошла в рыхлые донные отложения и в интервале 147—152 м вскрыла породы кепрока соляного массива одного из многочисленных здесь куполов [26].

Впадина Мексиканского залива частично лежит на южном краю Северо-Американского континента, но в основном скрыта под водами залива. Весьма сложный вопрос о возрасте ее фундамента еще окончательно не решен — традиционно он считается палеозойским, но не исключено, что в действительности окажется рифейским. В таком случае впадина Мексиканского залива будет во многом подобной Североморской и Прикаспийской экзогенальным впадинам Восточно-Европейской платформы и ее следует рассматривать как экзогенальную впадину Северо-Американской платформы.

В глубоко погруженной под воды залива основной части рассматриваемой впадины строение земной коры близкое к океаническому — в ее разрезе нет «гранитного» слоя [49]. На проложенном в 1966 г. вдоль 94° западной долготы профиле глубинного сейсмического зондирования [41] выявлены закономерности изменения мощности земной коры по мере движения от континента к шельфу, континентальному склону и к абиссальной равнине Мексиканского залива.

Если на большей части континентального отрезка данного сейсмического профиля поверхность верхней мантии с $V_r = 8,0$ км/сек прослеживается на глубине порядка 49 км, то на шельфе она отмечена на глубине 33 км, на континентальном склоне — на глубине 27 км, а на абиссальной равнине — на глубине 19 км. Глубина залегания поверхности фундамента (сейсмической поверхности с $V_r = 6,0 — 6,5$ км/сек, возрастающей к Мексиканскому заливу) изменяется в обратном направлении — на большей части Голф-Коста она равна 7 км, затем последовательно возрастает и достигает на шельфе 16 км, на континентальном склоне снижается до 12 км, но на абиссальной равнине увеличивается до 14 км. Соответственно мощность консолидированной земной коры равна на большей части Голф-Коста 42 км, на шельфе — 17 км, на континентальном склоне — 15 км, а на абиссальной равнине — 5 км.

Для впадины Мексиканского залива характерна аномально большая для заведомо платформенных площадей мощность осадочного слоя, которая на шельфе достигает 16 км, а на абиссальной равнине — 14 км, включая трехкилометровый слой воды. Соляные купола в ее пределах связаны с единой триасово-юрской соленосной толщей [52, 53, 64, 68].

П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев [11] предполагают, что в районе современного Мексиканского залива в перми и в первой половине мезозоя существовали узкие грабены с растянутой и уменьшенной мощности земной коры. Участки с корой океанического типа в осевых частях этих грабенов, по их мнению, возникли в триасе или в юре в связи с общим дрейфом материков и расхождением Северо- и Южно-Американской платформ. При расширении и углублении упомянутые грабены получили первоначально неустойчивую связь с океаном и именно это способствовало накоплению солей в их пределах. Дальнейшее расстояние коры, по мнению П. Н. Кропоткина и Б. М. Валяева, привело к формированию Мексиканского залива, к установлению его свободных связей с Мировым океаном и к прекращению соленакопления при постепенной гумидизации климата. Они допускают, что подобный механизм накопления соленосных толщ пригоден для Лигурийского моря и Бискайского залива и считают, что соляные купола, известные на восточной и западной периферии Атлантического океана, приурочены к раздвинутым «половинам» гигантского грабена, положившего начало Атлантической впадине. Подобные идеи широко развиваются зарубежными исследователями [39, 48, 21, 58, 59], однако если для объяснения происхождения самой океанической впадины они, по-видимому, правомерны, то вряд ли ими можно обосновать причины отсутствия «гранитного» слоя под Мек-

сиканской впадиной, Бискайским заливом и Алжиро-Прованским бассейном Средиземного моря.

Так, во впадине Мексиканского залива единая соленосная толща распространена регионально и прослеживается не только под водами залива, но и в пределах Голф-Коста, на южной окраине Северо-Американского континента. Она расслаивает платформенный чехол и определяет принципиальные различия характера тектоники под- и надсолевых толщ. В составе платформенного чехла она распространена не только на земной коре, близкой по типу к океанической (в Мексиканском заливе), но и на заведомо континентальной коре (в пределах Голф-Коста).

К сожалению, точные глубины залегания подсолевого ложа во впадине Мексиканского залива еще не определены. В ее платформенном чехле единственным надежным репером может служить лишь кровля меловых отложений, которая на шельфе и абиссальной равнине прослеживается на выдержанной глубине порядка 10—11 км, но на суше последовательно и плавно воздымается в глубь континента [66, 41]. Соленосные отложения залегают заведомо ниже этой поверхности, в составе нижней (по отношению к кровле мела) части платформенного чехла, общая мощность которой не менее 6 км на шельфе и 4 км на абиссальной равнине. П. Н. Кропоткин [13] допускает, что мощность подсолевых отложений платформенного чехла даже в наиболее глубокой части Мексиканского залива равна 1—2 км. Однако, в таком случае, она соизмерима с суммарной мощностью всех отложений платформенного чехла Северо-Американской плиты. Лишь в отдельных впадинах последней (Уиллистон, Мичиган, Иллинойс) их суммарная мощность является вдвое большей [12].

Мощность (до 10 км и более на шельфе) верхней (по отношению к кровле мела) части платформенного чехла впадины Мексиканского залива представляется А. Халсу и его соавторам [41] огромной. Они считают, что послемеловые отложения здесь либо накапливались в мелководных условиях на коре континентального типа, которая погружалась и преобразовывалась в океаническую, либо (несмотря на их мелководный характер) все же формировались в глубоководных условиях и поэтому подстилаются корой океанического типа. При этом именно последнее объяснение они признают наиболее достоверным.

Между тем впадина Мексиканского залива с ее мощным осадочным чехлом, который в заливе залегает непосредственно над «базальтовым» слоем, вовсе не уникальна. Гораздо больше погружена лежащая внутри Евразийского материка глубочайшая впадина древних платформ Земли — Прикаспийская [6, 8, 9, 61]. Проложенные недавно в ее пределах профили глубинного сейсмического зондирования показали, что в ее внутренних районах подошва платформенного чехла погружается до глубин 18—25 км [14]. На территории таких аномально резких погружений (в зонах Хобдинского и Аралсорского региональных гравитационных максимумов) уменьшается мощность или полностью перерабатывается «гранитный» слой, появляется обширное «базальтовое» окно под платформенным чехлом, уменьшается мощность «базальтового» слоя и существенно поднимается поверхность верхней мантии. Однако из этих данных (впрочем, как и из данных сейсморазведки по впадине Мексиканского залива) вовсе не следует, что во внутренних районах Прикаспийской впадины непосредственно под чехлом залегают базальтовые породы. Океанический тип строения земной коры здесь, несомненно, вторичен, и породы фундамента с граничными скоростями 7,0—7,2 км/сек, вероятно, возникли в результате базификации «гранитного» слоя, который претерпел гранулитовую стадию метаморфизма.

По поверхности подсолевых отложений Прикаспийская впадина — это обширная отрицательная структура с более крупными северным и западным бортами и плоским дном, разбитая сбросами небольшой амплитуды и осложненная довольно пологими структурами более мелких порядков. В ее центральной части подсолевое ложе опускается до глубины 9—10 км, а к ее бортам постепенно подымается до 5—2 км.

Во внутренних районах Прикаспийской впадины мощность подсолевых отложений платформенного чехла местами достигает 15 км. Первоначальная

мощность соленосных отложений здесь была также весьма значительной: в контуре страатоизогипсы — 7 км по подсолевому ложу, опоясывающей большую часть Прикаспийской впадины, она превышала 3 км. Еще большую мощность имеют надсолевые отложения верхней перми и триаса, время накопления которых отвечало главному этапу формирования соляных куполов Прикаспийской впадины [7].

Необходимо отметить, что среди впадин, развитых на древних платформах, Прикаспийская впадина хотя и является уникальной по амплитуде прогибания, но не единственной лишенной «гранитного» слоя. Появление «базальтового» окна отмечено в залитой водами Баренцева моря северо-западной части Печорской экзогональной впадины [15, 32, 8]. «Базальтовое» окно, вписывающееся в контуры Восточно-Эльбского регионального гравитационного и магнитного максимума, по-видимому, имеется в континентальной части Североморской экзогональной впадины [8]. В морской части этой впадины, в Северном море, на площади, равноудаленной от его берегов, «гранитного» слоя нет, а мощность «базальтового» слоя достигает 20 км [10]. Считается, что в пределах регионального гравитационного минимума, лежащего к югу от максимума Рингкебинг-Фюн (пересекающего южную часть п-ва Ютландия), к западу от побережья Дании и к северу от берегов ФРГ, раздел между «гранитным» и «базальтовым» слоями прослеживается на глубине 11 км [44]. Между тем глубина залегания поверхности фундамента здесь определяется в 7—8 км [2], а подошвы соленосных отложений цехштейна — в 4—6 км [29, 43]. Из сравнения этих данных видно, что уже в юго-восточной части Северного моря мощность «гранитного» слоя (если таковой вообще здесь есть) ничтожна.

Следовательно, появление «базальтовых» окон под глубоко прогнутыми впадинами может определяться не процессами растяжения коры (которые для экзогональных впадин Европейской платформы вообще трудно допустить), а ее направленным преобразованием, при котором «происходит как бы встречное движение: границы Мохо и Конрада идут вверх, а земная кора прогибается вниз» [17].

Мощность осадочного слоя в пределах впадины Мексиканского залива (до 16 км на шельфе залива, до 14 км на абиссальной равнине, включая трехкилометровый слой воды) значительно превышает максимальную мощность платформенного чехла в Печорской и Североморской впадинах (8—9 км), но существенно уступает его максимальной мощности в Прикаспийской впадине (25 км). В контурах «базальтового» окна Прикаспийской впадины мощность только подсолевых отложений изменяется в пределах 10—15 км. Она по крайней мере в десять раз больше мощности подсолевых отложений в Мексиканском заливе, хотя уже само наличие последних противоречит гипотезе о соленакоплении в грабенах с растянутой земной корой.

По-видимому, океаническое строение земной коры, аномальные ее погружения и интенсивное соленакопление находятся в иных причинных связях, чем те, которые применительно к Мексиканскому заливу предполагали для его соленосных отложений П. Н. Кропоткин и Б. М. Валев [11], а для его послемеловых отложений — А. Халс с соавторами [41]. Как на наиболее прогнутых территориях экзогональных впадин Европейской платформы, так и на погруженной под воду большей части впадины Мексиканского залива океанический тип строения земной коры вторичен и обусловлен ее преобразованиями в процессе аномальных по амплитудам погружений. Накоплению мощных соленосных толщ в Прикаспийской и Североморской впадинах, равно как и во впадине Мексиканского залива, предшествовало не формирование грабенов в фундаменте с обнажившимся при растяжении земной коры «базальтовым» слоем, а накопление в условиях некомпенсированного прогибания маломощных глубоководных отложений депрессионного типа. Соленосные отложения по отношению к ним были толщами заполнения, как это сейчас уже доказано для Прикаспийской впадины [20, 3].

Наконец необходимо иметь в виду, что при современном уровне наших знаний под «базальтовым» слоем земной коры понимается лишь ее слой с физи-

ческими свойствами базальтов, хотя ни состав этого слоя, ни причины приобретения им этих свойств пока еще не выяснены. По-видимому, они могут определяться как процессами растяжения земной коры при формировании океанических впадин, так и процессами ее преобразования под аномально прогнутыми впадинами, лежащими либо на краях платформ, либо на краях континентов Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин А. Г., Кожевников И. И., Соколин Х. Г.— Геол. нефти и газа, 1968, 12.
2. Голуб Д. П., Эфендиева М. А.— Океанология, 1970, 10.
3. Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовской И. Т., Ульмишек Г. Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. «Недра», М., 1969.
4. Григорьев С. С.— ДАН СССР, 1969, 187, 3.
5. Емельянов Е. М., Михайлов О. В., Москаленко В. Н., Шимкус К. М.— В кн.: Геология дна морей и океанов. «Наука», М., 1964.
6. Журавлев В. С.— В кн.: Деформация пород и тектоника. «Наука», М., 1964.
7. Журавлев В. С.— В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. «Наукова думка», К., 1969.
8. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. (Автореф. докт. дисс.). М., ГИН АН СССР, 1969.
9. Журавлев В. С.— В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях СССР (Труды МИНХ и ГП, вып. 90). «Недра», М., 1970.
10. Иванов С. С. Глубинное строение континентального шельфа Северной Европы по геофизическим данным. (Автореф. канд. дис.). Изд-во МГУ, М., 1968.
11. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, 45, 5.
12. Кропоткин П. Н. и др.— Труды ГИН АН СССР, 1971, 209.
13. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.— Труды ГИН АН СССР, 1965, 134.
14. Кухмазов У. А. и др.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1971, 2.
15. Литвиненко М. В.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1968.
16. Попов М. Г.— В кн.: Проблемы Мирового океана. Изд-во МГУ, М., 1970.
17. Тихомиров В. В.— ДАН СССР, 1963, 151, 5.
18. Ушаков С. А.— В кн.: Проблемы Мирового океана. Изд-во МГУ, М., 1970.
19. Шатский Н. С.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30, 5.
20. Явшин А. Л.— Геол. и геофиз., 1961, 1.
21. Ball M. M.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, 10.
22. Ball M. M., Harrison C. G., Supko P. R.— Nature, 1969, 223, 202.
23. Belmonte J.-C., Hirtz P., Wenger R.— In: Salt basins around Africa. London, 1965.
24. Berry M. I., Knoroff L., Mueller St.— Rapp. et proc.-verb. réun. Commis. internat. explorat. sci. Mer Méditerranée. Monaco, 1969, 19, 4.
25. Brognon G. P., Verrier G. R.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1966, 52, 7.
26. Burk C. A. a. o.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, 7.
27. Butler L. W.— Bull. Geol. Co. Amer., 1970, 81, 5.
28. Cholet I. et al.— Rev. Inst. Franc. Pétrole, 1968, 9.
29. Cook E. E.— Geophysics, 1965, 30, 4.
30. Cornet C.— Compt. rend. somm. séanc. Soc. géol. France, 1968, 5.
31. Damotte B., Debyser J.— Rev. Inst. Franc. Pétrole, 1969, 24, 9.
32. Dement'skaya R. M. a. o.— Canadian Journ. of Earth Sci., 1968, 5, 4.
33. Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H.— Physics and Chemistry of the Earth, 1959, 3.
34. Emery K. O. a. o.— Bull. Amer. Assoc. Geol., 1970, 54, 1.
35. Ewing J. I., Bull M.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70, 3.
36. Ewing J. I., Worzel J. I., Ewing M.— Journ. Geophys. Research, 1962, 67, 6.
37. Fahliquist D. A.— Theses Inst. Techn. Massachusetts, 1963.
38. Glangeaud L.— Acad. Sci., Paris, Comptes Rendus, ser. D. 1966, 262.
39. Glangeaud L.— Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., 1968, 10, 2.
40. Glangeaud L. et al.— Bull. Soc. Géol. France, 1966, 7, 8.
41. Hales A. L., Helsley C. E., Nation I. B.— Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol., 1970, 54, 11.
42. Hersey I. B.— In: Submarine geology and geophysics, London, 1965.
43. Heybroek P., Haanstra U., Erdman D. A.— In: 7-th World Petrol. Congr. Panel Discussion 9 (II). Mexico, 1967.
44. Hinz K.— In: Geology of Shelf Seas. Edinburg — London, 1968.
45. King L. H., MacLean B. A.— Mar. Sedim., 1970, 6, 1.
46. Kuenen P.— Colloq. Internat. (Centre Nation. Rech. Sci.), Paris, 1959, 83.
47. Liechti P.— Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1968, 88.
48. Matthews D. H., Williams C. A.— Earth and planetary Sci. Letters, 1968, 4, 4.
49. Menard H. W.— Journ. Geophys. Research, 1967, 72, 12.

50. Menard H. W., Smith S. M., Pratt R. M.— In: Submarine geology and geophysics. London, 1965.
51. Montadert L. et. al.— Acad. Sci., Paris, Comptes Rendus, ser. D., 1970, 271.
52. Murray G. E. Geology of the Atlantic and Gulf Coastal province of North America. New York, 1961.
53. Murray G. E.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1966, 50, 3.
54. Pautot G., Cuzende I., Le Pichon X.— Contribution 1 to Sci. Result of Norlante and Nestlante Cruises of R /V «J. Charnot», Cent. Ocean. de Bretagne. Brest, 1970.
55. Probing the Atlantic past.— Science news, 1970, 89, 25.
56. Rona P. A.— Nature, 1969, 244, 5215.
57. Ross D. A., Uchupi E., Prada K. E.— Amer. Geophys. Soc. Trans., 1970, 51, 4.
58. Schneider E. D.— Undersea Technology, 1969, 10.
59. Schneider E. D., Johnson G. L.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, 54, 11.
60. Scholl D. W., Marlow M. S.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, 54, 9.
61. Shurawlew W. S.— Geologie, 1965, 14, 1.
62. Stoneley R.— Geol. Magaz., 1966, 103, 5.
63. Tempelton R. S. M.— In: Geology of the East Atlantic continental margin. SCOR Symposium. Cambridge, 1970.
64. Uchupi E., Emery K. O.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, 51, 1.
65. Watson J. A., Johnson G. L.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, 52, 1.
66. Williamson J. D. M.— Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans., 1965, 9.
67. Wong H. K. a. o.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, 54, 11.
68. Worzel J. L., Leyden R., Ewing M.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, 52, 7.

Г. Е.-А. Айзенштадт, М. В. Горфункель

О ЕДИНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СОЛЯНОТЕКТОНИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМ

Сравнительное изучение платформенных солянокупольных областей дает богатый материал, помогающий выявлять и оценивать те или иные фациальные, структурные и другие особенности этих крупных осадочных бассейнов в целом, а также положительных и отрицательных структур разных порядков, в том числе и локальных поднятий. Во многих случаях оно позволяет обосновывать методические рекомендации по проведению поисково-разведочных работ. В связи с этим особую важность приобретает вопрос о классификации соляных структур, о генезисе и взаимосвязи разных их типов, что, собственно, мы и хотели осветить в данном сообщении.

Как известно, намечается четкая параллель общегеологического порядка между солянокупольной тектоникой и магматическими процессами. Конечно, речь идет не о магматическом происхождении каменной соли, а о сходстве возникающих при этих процессах локальных тектонических форм (структур). В то же время авторы учитывают существование отдельных сходных по форме, но совершенно разного генезиса геологических образований (например, некоторые линзовидные тела).

Внедрение соляных тел происходило под влиянием определенных сил и подчинялось определенным закономерностям. Силы, вызывавшие движение соли, во многих случаях, видимо, выполняли ту же работу, что и силы, обуславливавшие магматические внедрения. В результате образовались сходные структурные формы как интрузирующих тел, так и вмещающих толщ. Существующие между ними различия связаны с масштабом процессов (обычно более значительным в случае магматических явлений) и с характером действующих масс: соль представляет собой пластичное твердое тело, магма — вязкую жидкость. Законы, управляющие их движением, сходны, но не идентичны. На формировании облекающих структур в некоторой мере сказывались различия в деформациях, обусловленные разницей глубин и температур — в соляной тектонике фактор термического воздействия на вмещающие толщи практически не играет роли. Здесь не наблюдается метаморфизма во вмещающих толщах на контакте с ядрами, обширных пластовых форм, возникших не только при

механическом раздвигании, но и при частичной или полной ассимиляции магмой материала вмещающих пород и т. д.

Существуют и другие различия, обусловленные как положением интрузирующей массы относительно региональной структуры, так и характером ее воздействия на вмещающие толщи. Так, наиболее крупные магматические тела — батолиты — приурочены преимущественно к антиклинориям или к осевым зонам центральных поднятий складчатых областей, в то время как соляная тектоника развивается в зонах интенсивного длительного прогибания. При этом соляные тела сильно нарушают первоначальное горизонтальное залегание вмещающих пород, а батолиты, «как правило, не оказывают никакого видимого механического влияния на вмещающие слои» [4]. Это объясняется тем, что при образовании батолитов, вероятно, интенсивнее происходят переплавление и «гранитизация» осадочных пород прямо на месте залегания, чем внедрение магматического массива.

Батолиты представляют собой тела, формировавшиеся одновременно со складкообразованием [4]. И складчатость и возникновение батолитов имеют, в конечном счете, общую причину. В. В. Белоусов [4] отмечает: «Нередко предполагают, что магма сама, своим давлением образует трещины в земной коре или, по крайней мере, их расширяет. Эта точка зрения не имеет достаточных оснований... Раскрытие трещин следует понимать как более общий процесс тектонического происхождения, которым магма только пользуется». Ранее нами отмечалось [2], что нечто аналогичное происходит и при формировании соляных куполов, когда соляные массы внедряются в лежащие выше более молодые породы, используя ослабленные зоны, созданные системой региональной трещиноватости, т. е. макротрещиноватость. Хотя в случае соляных структур взаимоотношения между солью и вмещающими породами несколько иные, но и здесь нельзя сказать, что надсолевая структура сформировалась в результате внедрения соли. Соль внедряется в толщу пород, предварительно ослабленную, разбитую трещинами и нарушенную иными дислокациями (возможно, сбросами, флексурами или складками). В этом смысле можно сказать, что соляное ядро и надсолевая структура — это одновременные явления, хотя зависимость структуры вмещающих пород от ядра здесь большая, чем в случае магматических тел.

Соляные тела формируются путем приподнимания и растяжения перекрывающих осадочных пород. В. В. Белоусов указывает, что при поднятии магматического массива «механические условия... полностью тождественны тем, которые существуют при поднятии купола с растяжением слоев» [4]. При этом, как и внутри соляных ядер, отмечается в некоторых случаях неравномерное движение масс внутри магматического тела, образование на его поверхности выпуклостей и впадин и т. д.

До сих пор спорят о том, как образовались соляные ядра с обширными нависающими карнизами: то ли это результат внедрения соли в толщи пород, то ли следствие ее «растекания» по дневной поверхности и последующего захоронения. Имеющиеся данные показывают, что в природе существует и то, и другое. Как именно образовался данный карниз, следует выяснять в каждом конкретном случае. Известная аналогия наблюдается для магматических структур. В. В. Белоусов указывает, что иногда «межслойное внедрение магмы происходило очень свободно». При этом «магма может растекаться не только между слоями, но и по межформационным поверхностям, т. е. по поверхностям несогласий» [4]. С другой стороны, известны и магматические тела, «прорвавшие осадочную оболочку насквозь и вышедшие на поверхность земли не в результате эрозии, а еще в процессе своего образования (бисмалиты). Кровля над такими протыкающими телами бывает разбита на отдельные глыбы и напоминает разбитую кровлю диапира» [4].

Пожалуй, ближе всего к соляным структурам по характеру своего образования стоят лакколлиты: «Механическая обстановка формирования лакколлитов отличается от условий образования обычных пластовых интрузий тем, что здесь уже нет того свободного состояния земной коры, которое характерно для

случая пластовой интрузии. В земной коре действуют силы вертикального сдвигания, которые препятствуют свободному растеканию магмы между слоями. При этом вертикальное давление неравномерно, и это приводит к тому, что в одних местах пластовые интрузии пережимаются, а в других раздуваются, образуя лакколиты» [4].

Как видим, наряду со сходством между соляными и магматическими телами есть существенные различия. О полной аналогии не приходится говорить еще и потому, что области наших знаний о соляных и магматических телах не совпадают: соляные тела лучше изучены с одной стороны, магматические — с другой. Но их сопоставление и сравнение позволит лучше понять и осветить некоторые неясные стороны формирования тех и других.

На основании изложенного можно провести параллель между основными структурными формами соляных и магматических тел. При этом нет необходимости создавать новые понятия и термины для солянокупольных форм, если они уже существуют применительно к магматическим телам. Необходимо также перейти к совместной (единой) классификации соляных тел и надсолевых структур. Искусственное разделение единого целого приемлемо лишь на определенном этапе изучения.

В наиболее общем виде среди соляных структур (под которыми понимаем совокупность соляных ядер и надсолевых пород) могут быть выделены: положительные формы, разделенные или осложненные отрицательными формами, и связывающие их соединительные элементы. Типы соляных структур мы располагаем в генетической последовательности — от более простых и в некоторых случаях сравнительно древних (отражающих начальные, ранние стадии развития солянокупольных структур) к более сложным и относительно молодым, поздним образованиям. Последовательность эта примерно соответствует их положению в соленосном бассейне — при движении от его периферии к центру, что соответствует нарастанию мощностей соленосной толщи в симметрично построенных бассейнах (см. таблицу).

Для большей ясности формы соленосных тел и надсолевых сооружений приведены раздельно, но имеется в виду, что эти комплексы образуют единые, взаимосвязанные и взаимозависимые структуры.

Из таблицы видно, что непосредственная параллелизация соляноTECTONических и магматических образований может касаться почти всех известных форм. Относительно начальных этапов развития магматических форм известно очень мало.

Поскольку наиболее активные перемещения масс и основные динамические нагрузки сосредоточены и проявляются в зонах развития положительных форм, то отрицательные формы (а также соединительные элементы) могут рассматриваться как подчиненные, вторичные.

К приведенному их перечню следует добавить, что среди форм, перечисленных в графе «основные структурные формы надсолевых пород», имеются два генетически различных ряда — прогибы «глубокие» и «мелкие». Эти наименования отражают различия не только внешние, морфологические, но и коренные генетические (подробнее об этом см. [3]). Практический интерес для нас чаще всего имеют положительные формы. Остановимся несколько подробнее на их генезисе и взаимосвязи.

Соляные пласты лишь условно помещены в список положительных форм. Можно говорить о первичных соляных пластах, сформировавшихся в результате седиментации в солеродных бассейнах, и (гипотетически) о вторичных, которые могли возникнуть при обильных извержениях соли на дневную поверхность. Эти два типа имеют совершенно различный генезис; их невозможно спутать из-за отличий в текстуре, характере включений и т. д. Если в качестве аналога вторичных пластов можно назвать эффузивные покровы, то относительно первичных пластов такой определенности нет.

Соляные линзы также могут быть первичными и вторичными. Первые связаны с особенностями седиментации. Они могли образоваться в сравнительно небольших прогибах, в бортовых участках которых соль быстро выклинивалась,

замещаая сульфатными и терригенными породами. Вторичные линзы тектонического происхождения. При этом можно говорить о соляных линзах, имеющих ограниченное распространение на площади, а также о линзах, не потерявших связи с первичным соляным пластом («соляные вздутия»). Вероятно,

Основные формы соляных тел	Основные структурные формы надсолевых (вмещающих) пород	Примеры геологических образований
	Положительные формы	
Соляной пласт (а)	Моноклиналь (а)	Соляно-тектонические формы: девонский соляной пласт Куршской впадины. Магматические образования: силлы порфиритов в карбоне Тенмайл, Колорадо (Ф. Х. Лахи, 1966) (а)
Соляная линза («подушка») (б) Соляной купол (в) Соляной шток (з) Соляной лакколит (д)	«Купола» разных типов, разной степени развития и нарушенности, расположенные в определенной генетической последовательности (б — д)	Соляно-тектонические формы: линза Барриен в ФРГ, купола типов Каратон, Кулсары, Доссор, Кенкияк, Искине и др.; штоки Везендорф в ФРГ, Черная Речка, Кусанбай и др.; лакколиты Роменский в ДДВ и Ниенхаген-Хенигзен в ФРГ и др. Магматические образования: купол Алинджа в Нахичеванской АССР; норитовый шток Ромзаас в Норвегии; лакколит М. Толагай, Кавказ и т. д. (б — д)
Соляная гряда (хребет) (е)	Антиклиналь (е)	Соляно-тектонические формы: купола Репетекской зоны в Туркмении; структуры внутренней прибортовой зоны на западе и севере Прикаспийской впадины (е).
Соляная стена (дайка) (ж)	Антиклиналь, моноклиналь (ж)	Соляно-тектонические образования: соляная стена Хейде в ФРГ и др.; магматические образования: Большая дайка в Родезии (ж)
Соляной батолит (масив) (з)	Свод; система моноклиналей, которая может быть осложнена некоторыми из упомянутых форм (з)	Соляно-тектонические образования: так называемые купола-гиганты Индер, Челкар и др. (з)
Соляной поток (излияние) (и)	—	Соляные излияния Южного Ирана (и)
	Отрицательные формы	
Прогибы между соляными телами (а) Прогибы на сводах соляных тел (б): 1) тектонические 2) гипергенные	Синклинальные впадины, брахисинклинали, грабены, мулды, симметричные и асимметричные, осложненные сбросами и ненарушенные (а, б)	
	Соединительные элементы	
Соляной перешеек (а) Соляное седло (б) Соляной выступ (отрог, мыс) (в)	Антиклинальный перегиб, моноклиналь, седло (а, б) Структурный нос (в)	

именно эти структуры и служат во многих случаях исходным звеном, с которого начинается развитие прочих соляных структур.

Соляные линзы, а также купола, штоки и лакколиты образуют непрерывный генетический ряд, элементы которого связаны непрерывными переходами. Соответственно возникает и множество генетически обусловленных форм надсолевых структур. Так, в Прикаспийской впадине можно выделить не менее десяти типов структур, тем более сложных, чем дальше они расположены от бортовых зон соленосного бассейна и ближе к его центру (типы Прорвы — Буранкуля, Каратона, Кулсаров, Доссора, Куттубая, Индера и т. д.).

Слившиеся или сильно удлиненные соляные вздутия центральных зон бассейнов с отложениями соли достаточно большой первичной мощности могут развиваться в соляные хребты, или валы. Выступающие кверху участки таких хребтов могут в конце концов превратиться в купола, купола — в штоки, а последние — в лакколиты. Однако соляные хребты могли сформироваться и на более поздних этапах развития при слиянии отдельных куполов или штоков. На основании геолого-геофизических материалов последних лет можно с большой степенью достоверности предположить, что возникновение соляных хребтов, или валов, причинно и пространственно связано с активными зонами под-солевых дислокаций.

В зонах пересечения или соединения соляных хребтов или в местах слияния нескольких крупных штоков могут возникнуть соляные массивы (к ним относятся и так называемые купола-гиганты). Очевидно, их образование невозможно без существенного увеличения на данном участке первичной мощности материнского соляного пласта.

Приведенная генетическая классификация соляных структур носит самый общий характер. Более частные, дробные и местные классификации следует разрабатывать в том или ином регионе уже внутри приведенного генетического ряда. Примерами таких классификаций могут служить: для Прикаспийской впадины — схемы Г. Е.-А. Айзенштадта [1, 3], Н. А. Калинина [6], В. С. Журавлева [5] и др., для Днепровско-Донецкой впадины — схема В. И. Китыка [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштадт Г. Е.-А. — Труды ВНИГРИ, Л., 1956, 95.
2. Айзенштадт Г. Е.-А. — В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур, ч. 1. «Наукова думка», К., 1966.
3. Айзенштадт Г. Е.-А. — В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. «Наукова думка», К., 1969.
4. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, М., 1954.
5. Журавлев В. С. — Труды ГИН АН СССР, 1963, 92.
6. Калинин Н. А. Основные черты геологического строения Западного Казахстана. Гос-топтехиздат, М., 1963.
7. Китык В. И. Условия образования соляных структур. Изд-во АН УССР, К., 1963.

В. К. Гавриш, Л. И. Рябчин

РОЛЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В НАКОПЛЕНИИ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В Днепровско-Донецкой впадине по геолого-геофизическим данным [3] выделяются разломы и глубинные структуры различного возраста, ориентировки в глубины заложения. Они, определенным образом реагируя на процессы в мантии Земли, по-разному влияли на развитие Днепровско-Донецкой впадины, в частности, на накопление соленосных формаций.

Наиболее четко влияние глубинных разломов сказалось во время садки девонской соли, в накоплении которой наблюдается такая же ритмичность, как и в накоплении нижнепермской [4].

Полнее других представлена и изучена широко распространенная в Днепровско-Донецкой впадине евлановско-ливенская соленосная толща. Она вскрыта ненарушенной на Черниговской и Пселско-Ворсклянской седловинах, а также вдоль Припятско-Манычского глубинного разлома.

На Черниговской седловине евлановско-ливенская соленосная толща чаще всего залегает на эффузивных образованиях. Наиболее полный разрез нижне-соленосных отложений (мощностью 1091—1873 м) вскрыт скважинами берестовецкой 222, борковской 8 и 10 в Красиловской впадине*.

* Здесь и ниже границы стратиграфических горизонтов приводятся по данным А. Д. Бритченко и других геологов треста «Черниговнефтегазразведка».

Геологический анализ керн и промыслово-геофизических материалов по скважинам позволяет выделить в евлановско-ливенском мезоцикле осадконакопления, по терминологии Н. Ф. Балуховского [1], шесть макроритмов мощностью от 250 до 665 м. Самую большую мощность имеет IV макроритм (рис. 1).

Начинается каждый ритм пачкой карбонатных образований (известняков, доломитов, мергелей), иногда содержащих морскую фауну, с прослоями аргиллитов и ангидритов и заканчивается толщей соли.

В известняках из смоляжской скважины 223 на глубине 3279—3286 м (V макроритм) А. И. Ляшенко обнаружена морская фауна (*Theodosia* ex. gr. *evlanensis* Na 1.).

Очень часто (III, IV, V макроритмы) в верхней части карбонатного слоя встречаются маломощные (5—10 м) прослой соли, мощность которых вверх по разрезу постепенно увеличивается за счет уменьшения пропластков карбонатно-глинистых и ангидритовых образований. В верхах макроритмов соль преобладает.

Шестой макроритм сложен карбонатно-терригенными породами с прослоями ангидритов мощностью до 20 м и редкими маломощными (до 5 м) прослоями соли. Этот ритм, по-видимому, представляет собой начало задонско-елецкого карбонатно-глинистого мезоцикла осадконакопления. (Предполагается, что I—III макроритмы соответствуют воронежскому возрасту, а IV — VI — евлановско-ливенскому.)

При детальном изучении описанных ранее ритмов осадконакопления евлановско-ливенской соленосной толщи установлено, что в сторону поперечных глубинных структур постепенно уменьшается мощность пачек соли до полного их выклинивания. Так, в северо-западном направлении от Грибоворуднянской мульды общая мощность соленосных образований уменьшается от 656 м (скв. 2) до 447 м (скв. 1). В скв. 665, расположенной вблизи Кременецко-Брянской глубинной структуры северо-восточного простиранья, соленосных пород совсем нет. Здесь евлановско-ливенские соленосные образования, по-видимому, размыты в предкаменноугольное время (рис. 2).

При сопоставлении материала грибоворуднянской скв. 1 и репкинской скв. 219 установлено выклинивание пластов соли на поперечных глубинных структурах.

В разрезе репкинской скв. 219, расположенной на Тыкичско-Гомельской близмеридиональной структуре, нет соленосных образований (рис. 2), хотя в карбонатно-глинистой толще выделяется три ритма, которые, видимо, соответствуют нижним карбонатно-терригенным частям макроритмов, выделяемых в разрезе грибоворуднянской скв. 1. Вместе с тем в репкинской скв. 219 почти в два раза увеличивается мощность вулканогенных воронежско-евлановских отложений (в грибоворуднянской скв. 1 мощность эффузивных образований 378, в репкинской скв. 219—610 м). Это дает основание предполагать, что при пересечении поперечных глубинных структур с продольными глубинными разломами создавались благоприятные условия для накопления более мощных толщ вулканогенных образований и сокращения мощности соленосных. Такое предположение подтверждается наличием вулканитов в породах задонско-елецкого мезоцикла, вскрытых седневской скв. 213, расположенной вблизи Новомиргородско-Щорсовской субмеридиональной глубинной структуры, а также отсутствие вулканитов в одновозрастном разрезе борковской скв. 10, находящейся вдали от очага вулканического излияния. О проявлении вулканических излияний возле скв. 213 (Седнев) свидетельствует наличие основных эффузивов в ливенской соленосной толще (глубина 3160—3200 м) (рис. 2).

В Припятской депрессии, где активность близмеридиональных докембрийских глубинных разломов была незначительна, в низах евлановско-ливенской соли на Первомайской, Речицкой и Стреличевской площадях, расположенных вблизи Брусиловско-Холмечской глубинной структуры, встречены слои зеленовато-серого туфа и туффита [5].

Поперечные глубинные структуры, осложняющие Черниговскую седловину, способствовали поднятию поверхности докембрийского фундамента, уве-

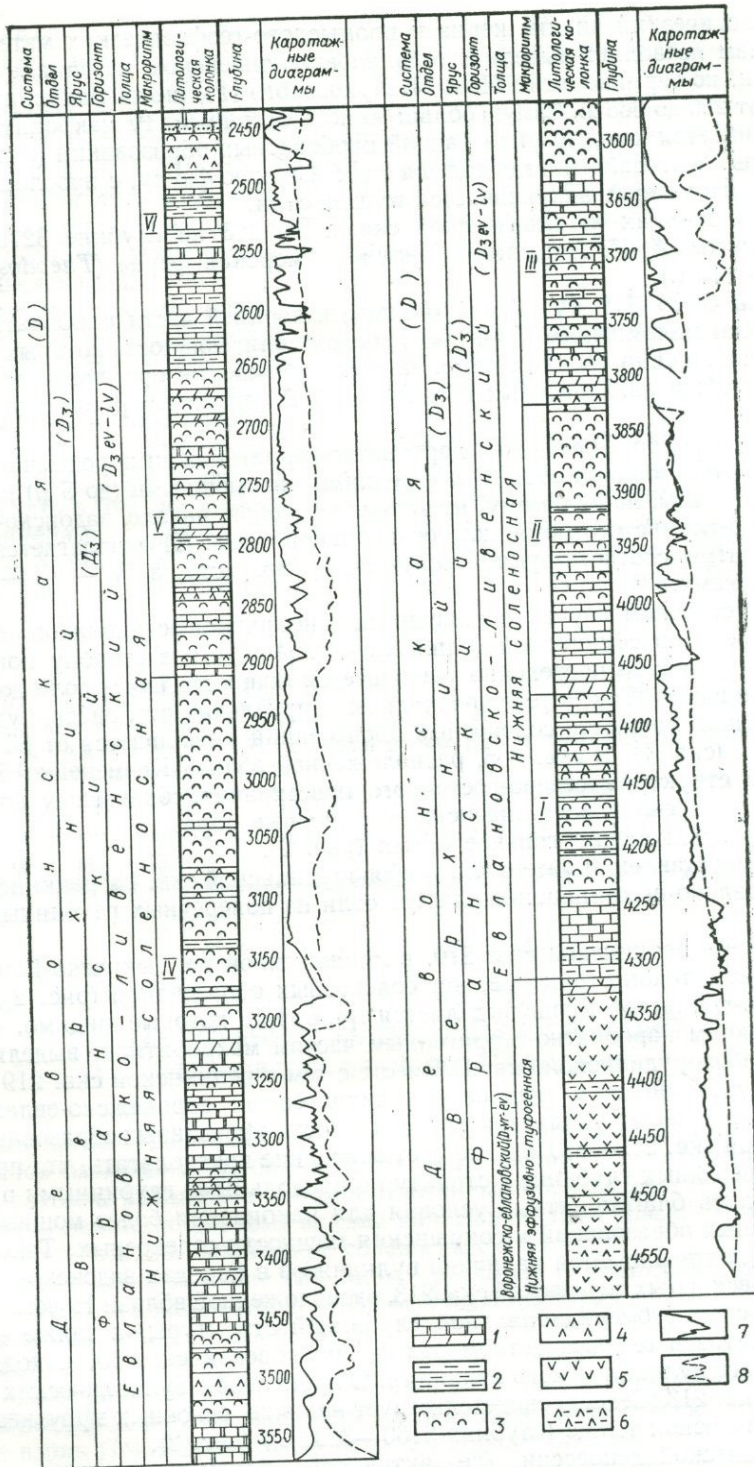


Рис. 1. Геологический разрез девонских отложений Берестовецкой св. 222 (составили В. К. Гавриш и Л. И. Рябчун):

1 — известняки, доломиты, мергели, 2 — аргиллиты, глины, 3 — соль, 4 — ангидриты, 5 — эффузивы, 6 — туфы, 7 — линия градиент-зонда, 8 — линия ПС.

личению мощности вулканогенных образований и отсутствию соленосных пород не только в описанных ранее краевых частях Днепровско-Донецкого грабена, но и в его центральной части. В пробуренной в последнее время довижкской скв. 1, расположенной на Тыкичско-Гомельской глубинной структуре, совершенно нет пород евлановско-ливенского возраста, а непосредственно под эффузивами на глубине 2530 м вскрыты кварциты неопределенного возраста. Мощная (более 2700 м) толща эффузивов вскрыта ладинской скв. 231, расположенной также на Тыкичско-Гомельской глубинной структуре (рис. 3).

Нет евлановско-ливенских соленосных образований в черниговской опорной скв. 1 и гуньковской скв. 218, расположенной на Брагинском выступе, осложненном Брусиловско-Холмеческой и Кременецко-Брянской глубинными структурами.

Высокое гипсометрическое положение докембрийского фундамента фиксируется также на Новомиргородско-Щорсовской глубинной структуре в пределах Старохуторского (лосиновская скв. 214), Кошелевского (вертиевские скв. 6, 7) и Брусиловского (брусиловские скв. 2, 4, березнянские скв. 1, 205) выступов (рис. 3).

На двух последних выступах непосредственно на докембрийском фундаменте залегают вулканогенные образования, не содержащие девонских галогенов.

Совершенно иначе влияли на накопление соленосных формаций продольные глубинные разломы, ограничивающие Днепровско-Донецкий грабен и площадь распространения девонских и нижнепермских соленосных формаций. Во время восходящих движений подкорового вещества и растяжения верхних горизонтов земной коры [3] на фоне общего поднятия территории ослабленные продольными глубинными разломами участки докембрийского фундамента проседали более интенсивно, чем центральные и бортовые части Днепровско-Донецкой впадины. Это, видимо, способствовало обособлению лагун и садке мощных толщ соли в Грибоворуднянской, Седневской, Красиловской, Роменской и др. мульдах, расположенных в зоне Барановичско-Астраханского глубинного разлома.

Нисходящие движения региона способствовали накоплению карбонатно-терригенных пород в отмеченных ранее мульдах и примыкающих к ним выступлениях.

При детальном анализе разрезов грибоворуднянских скв. 3, 1, 2, а также борковских скв. 6, 10, 2, 7, 11 обнаружено, что в сторону центральной части и северного борта Днепровско-Донецкой впадины происходит выклинивание, а также фациальное замещение соленосных образований известково-доломито-ангидритовыми породами.

Так, по линии грибоворуднянских скв. 2, 1, 3 мощность соленосных отложений девона уменьшается от 656 м в скв. 2 до 447 м в скв. 1 и до 148 м в скв. 3 за счет постепенного уменьшения мощности пластов соли в каждом ритме до полного их исчезновения в скв. 3, где сохранилась только карбонатно-терригенная часть осадков (известняки, мергели, аргиллиты, песчаники, ангидриты) (рис. 3).

На профиле, построенном по материалам борковских скв. 6, 10, 2, 7, 11, видно, что по мере приближения к северному борту впадины (скв. 11) при сохранении общей мощности евлановско-ливенских отложений наблюдается увеличение мощности карбонатно-глинистых образований. В борковской скв. 9, расположенной еще ближе к северному борту Днепровско-Донецкой впадины, соль в разрезе евлановско-ливенской толщи не обнаружена, а мощность самой толщи уменьшается от 1145 м (борковская скв. 10) до 321 м (борковская скв. 9).

Глубинные структуры и разломы также некоторым образом влияли на образование соленосных формаций в ранней перми, хотя значительно меньше, чем в девоне. Степень их влияния полностью зависела от контрастности колебательных движений и расположения разломов относительно палеозойских геосинклиналей.

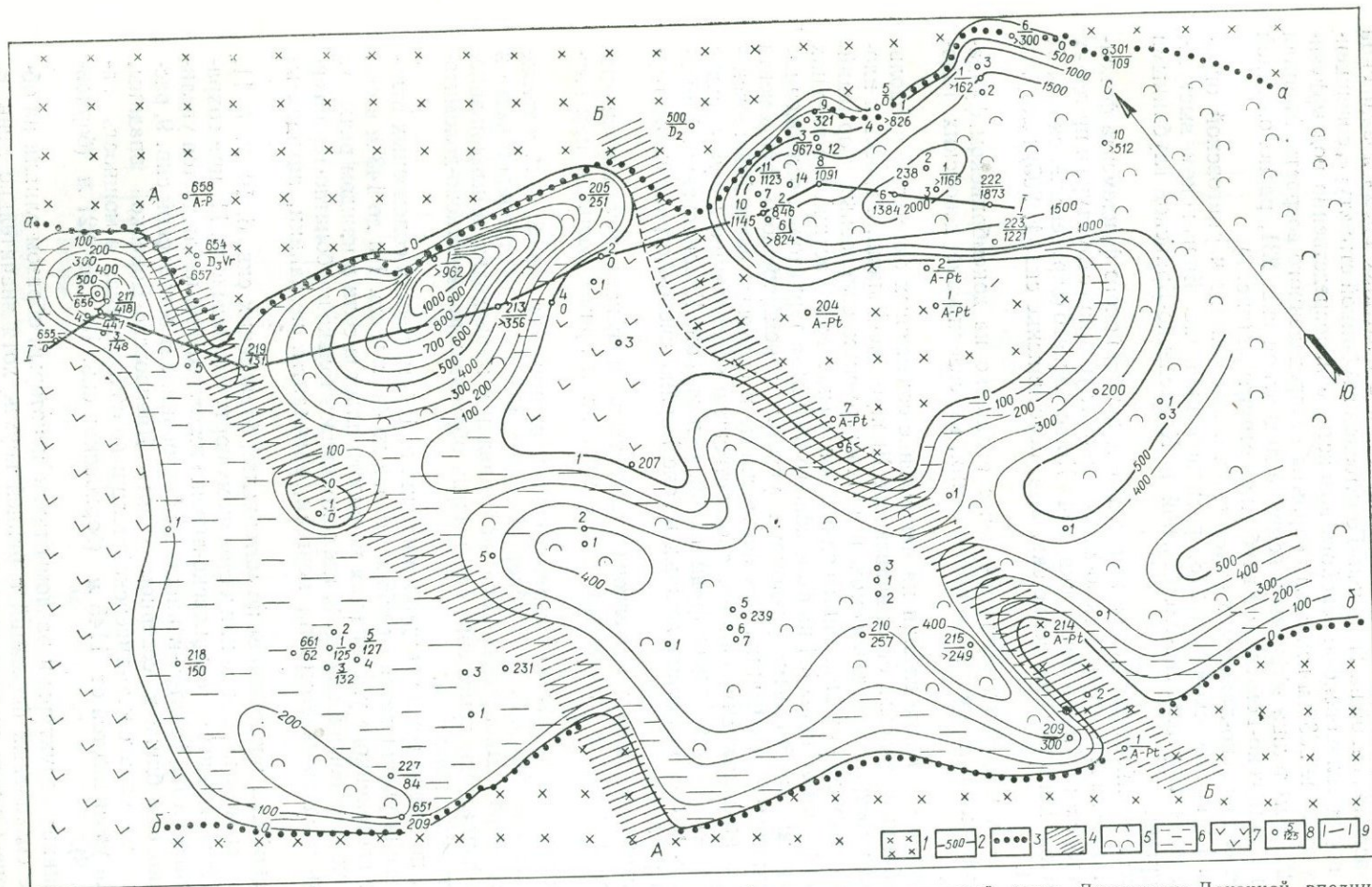


Рис. 3. Схематическая карта изопакит евлановско-ливенской хемогенной толщи северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (составили В. К. Гавриш по материалам А. Д. Бритченко, М. В. Чирвинской и др.):

1 — докембрийский фундамент, 2 — изопакеты евлановско-ливенской хемогенной толщи, 3 — краевые разрывы Барановичско-Астраханского (а — а) и Припятско-Маньчского (б — б) глубинных разломов, 4 — близмеридиональные докембрийские глубинные структуры: Тыкичко-Гомельская (А — А) и Новомиргородско-Щорсовская (Б — Б), 5 — площадь распространения евлановско-ливенских соленосных образований, 6 — площадь распространения Новомиргородско-Щорсовская (Б — Б), 7 — площадь распространения евлановско-ливенских эффузивных образований, 8 — буровые скважины (в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность хемогенных отложений), 9 — линия геологического профиля.

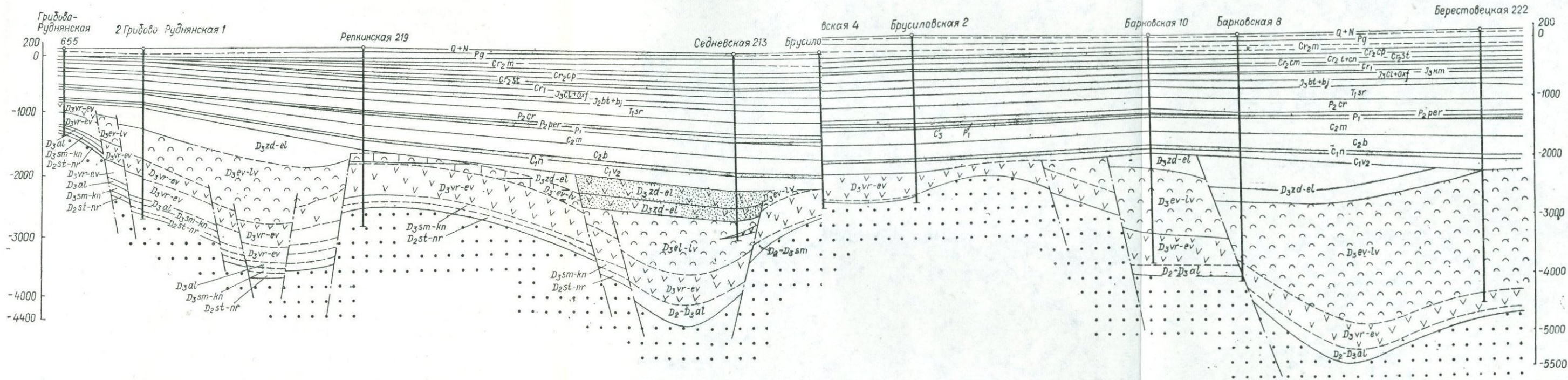


Рис. 2. Геологический профиль по линии Грибова Рудня — Берестовец (составили В. К. Гавриш, Л. И. Рябчун):

1 — евлановско-ливенские соленосные отложения (D_3ev-lv), 2 — евлановско-ливенские карбонатные аналоги соленосных отложений (D_3ev-lv), 3 — воронежско-евлановские эффузивно-туфогенные образования (D_3vr-ev), 4 — задонско-елецкие эффузивно-туфогенные образования (D_3zd-el), 5 — разрывные нарушения, 6 — буровые скважины, 7 — поверхность докембрийского фундамента (по данным М. В. Чирвинской и др.).



В нижнепермских соленосных отложениях также четко выделяются циклы и ритмы осадконакопления. Например, в славянско-краматорском мезоцикле прослеживается шесть макроритмов (карфагенский, подбрянцевский, брянцевский, надбрянцевский, гусарский и краматорский), максимальная мощность которых изменяется от 110 до 530 м [2, 4]. Уменьшение мощности нижнепермских макроритмов почти в два раза (на 140 м и более) свидетельствует о том, что контрастность колебательных движений Днепровско-Донецкой впадины в раннепермское время была значительно меньшей, чем в позднедевонское. Отсутствие же в нижнепермских породах вулканических образований указывает также на то, что подвижки по глубинным разломам в раннепермское время были менее интенсивными. Особенно слабо проявлялись они в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, где нижнепермские хемогенные отложения, которых, как правило, нет на бортах впадины, перекрывают краевые разломы и залегают на размытой поверхности карбона на бортах Днепровско-Донецкой впадины.

На этой седловине не наблюдается интенсивного проявления поперечных глубинных структур и разломов докембрийского заложения. Если в пределах Криворожско-Комаричской глубинной структуры пород краматорского макроритма нет, то на Тыкичско-Гомельской глубинной структуре краматорские соленосные отложения довольно широко распространены и имеют значительную (до 100 м) мощность. В девоне Тыкичско-Гомельская близмеридиональная структура развивалась весьма интенсивно.

На Криворожско-Комаричской, Верховцевско-Льговской, Мангусско-Губкинской и других близмеридиональных глубинных структурах, способствовавших формированию приподнятых участков в раннепермское время, пластов соли либо совсем нет, либо их мощность невелика.

Таким образом, глубинные разломы Днепровско-Донецкой впадины докембрийского и досреднедевонского заложения лишь косвенно влияли на накопление соленосных формаций, способствуя обособлению лагун и других структурных форм. Хотя не исключено, что привнос по разломам глубинных газов благоприятствовал увеличению концентрации рассолов и садке соли, однако проанализированный нами материал подтверждает классическую схему, заключающуюся в том, что «полное развитие галогенеза осуществлялось лишь в тех бассейнах, скорость прогибания дна которых на каждой стадии галогенеза опережала скорость синхронного осадкообразования» [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. «Наукова думка», К., 1966.
2. Гавриш В. К. Метод палеоструктурно-геологического анализа. «Наукова думка», К., 1965.
3. Гавриш В. К. Глубинные структуры и методика их изучения. «Наукова думка», К., 1969.
4. Гавриш В. К. Глубинные разломы и геотектоническое развитие Доно-Днепровского прогиба. Автореф. докт. дисс. К., 1970.
5. Махнач А. С. — В кн.: Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. «Наука и техника», Минск, 1966.
6. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, III. Изд-во АН СССР, М., 1963.

В. А. Разницын

РАЗВИТИЕ АВЛАКОГЕНА БОЛЬШОГО ДОНБАССА И ДЕВОНСКОЕ СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ДНЕПРОВСКО- ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ

Природу прогиба Большого Донбасса понимают весьма различно, даже вопрос отнесения его к основным типам структур — платформенному или геосинклинальному — составляет предмет дискуссии. Н. С. Шатский [18] считает прогиб платформенным авлакогеном, М. М. Тетяев [17], В. И. Антипов, И. Ф. Клиточенко [1] — геосинклинальным. В. В. Глушко, В. С. Попов и

В. И. Славин [5] относят Донбасс и ДДВ к областям периклинального погружения палеозойского складчатого сооружения Скифской плиты. На тектонической карте Евразии вся структура разделена на две части — геосинклинальную (Донбасс) и платформенную (ДДВ и Припятский прогиб). На международной тектонической карте Европы структура отнесена к краевым прогибам. Такого же мнения придерживается И. Г. Баранов; подобные взгляды развивает А. А. Мартынов [10]. И. Ю. Лапкин [8] допускает возможность существования краевого прогиба к северу от Донбасса, связывая его с Предуральским. Другие исследователи считают, что Урал соединяется с Тянь-Шанем. Автор данной статьи полагает, что меридиональные структуры Урала торцово сочленяются с широтными образованиями Скифской плиты, а прогиб Большого Донбасса — с геосинклиналью Тетиса.

От выяснения генезиса всего прогиба зависят выводы относительно его нефтегазоносности и соответственно расширения или сокращения площадей для поисков нефте-газовых месторождений в ДДВ и газа в Донбассе, а также решение «девонской проблемы». Накопление нефти и газа по-разному могло происходить в раскрытом на юго-восток едином с геосинклиналью прогибе или в изолированных на том или ином этапе платформенных впадинах, не подчиненных в своем развитии геосинклинали, а только связанных с нею. Весьма существенны изменения характера структуры во времени, т. е. сама история формирования прогиба Большого Донбасса, еще мало изученная, особенно ранние ее этапы. А выяснение характера прогиба в девоне, установление наличия или отсутствия его в раннем палеозое и позднем докембрии не может не отразиться на решении вопроса о типе структуры, так как геосинклинали палеозоя и мезокайнозоя, как правило, развивались на месте байкальских геосинклинальных структур. Существование или отсутствие общности в истории развития геосинклинали юга европейской части СССР и прогиба Большого Донбасса на поздних и, особенно, на ранних этапах (включая поздний докембрий и девон) может служить одним из важных доказательств принадлежности прогиба к платформенному или геосинклинальному типам. Не будем перечислять других известных всем признаков, а посмотрим, что представляли собой ДДВ, Припятский прогиб и Донбасс до карбона, когда появился широко раскрытый на юго-восток желоб, тесно связанный с геосинклиналью. Отметим только, что по интересующему нас вопросу мало фактических данных. Но, как говорил Н. С. Шатский [18], тектонист не должен ждать, когда все вопросы решатся бурением. Нам придется опираться на единичные факты и косвенные признаки.

Меньше всего сведений имеется о додевонском времени. М. Л. Левенштейн, Н. И. Павленкова и Е. П. Баранова [9] на основании геофизических материалов предполагают развитие мощного рифейского и девонского комплексов в основании Донбасса и юго-восточной части ДДВ. Однако мы не видим на бортах желоба выходов рифея. На юго-западе Донбасса на кристаллическом фундаменте архея и раннего протерозоя залегает девон или карбон. По северной окраине Донбасса за Северодонецким надвигом, судя по материалам Новоайдарской, Ольховской, Купянской и многих других скважин, на кристаллическом дорифейском фундаменте залегает карбон. Мы не знаем и примеров слишком узкой локализации геосинклинального рифея в местах его распространения. Наличие этого комплекса всегда бывает заметно в краевых частях древних прогибов, если они существовали. Поэтому трудно предположить, что и Донбассе рифей, особенно в виде мощного геосинклинального комплекса, залегает в осевой зоне. Скорее всего такого геосинклинального желоба в рифее и венде здесь не существовало. Можно только допустить небольшое заливообразное проникновение рифейского геосинклинального бассейна на запад до меридиана Ростовского (Азовского) выступа фундамента. В районе Цимлянского водохранилища и Ростовского выступа наблюдается торцовое сочленение субширотных и субмеридиональных структур, связанное с нарушениями в фундаменте. Слабо метаморфизованные песчаники встречены в скв. 143 на юго-востоке Воронежской антеклизы, а рифейские граниты возраста 560—960 млн. лет вскрыты в скв. 4, 27 Каниловской площади на Ростовском выступе [4]. Это может

указывать на развитие вблизи от них рифейского комплекса. Западнее эти признаки не обнаружены.

Если проследить развитие рифея в смежных областях, можно заметить, что платформенный комплекс этого возраста приурочен к прогибам, заложенным на Восточно-Европейской платформе по диагональной сети диаклазов — в Оршанско-Крестцовском и Рязано-Саратовском (Пачелмском) ранних авлакогенах, сходящихся почти под прямым углом в Подмосковье. Субширотный прогиб Большого Донбасса тогда не существовал и к этой системе не относится.

В раннем палеозое геосинклинального прогиба тоже не было, и никаких признаков раннепалеозойских отложений в ДДВ и Донбассе не наблюдается.

Девонская история авлакогена также ничего общего не имеет с историей развития девонского эвгеосинклинального бассейна Кавказа и смежных миогеосинклинальных областей.

Во второй половине эйфельского века, к которому мы в соответствии с решениями Волгоградского и Саратовского симпозиумов по девону относим прынусское и наровское время, на месте Припятского прогиба располагался залив обширного моря центральной солеродной и западной части Восточно-Европейской платформы. ДДВ тогда не существовало, на что указывает фациальное замещение морских терригенных и гипсово-доломитовых отложений Припяти (170 м) в сторону ДДВ континентальными отложениями мощностью 50—60 м (скв. 500, Городище; определение эйфеля по спорово-пыльцевым комплексам Л. П. Кононенко). В юго-западном Донбассе эйфельское море могло составлять часть восточного бассейна.

В живетский век среднего девона (в лужское-старооскольское время) существовали независимые заливы моря Главного девонского поля (в районе Припяти) и Центрального девонского поля Восточно-Европейской платформы (в районе Белоцерковского выступа). Живетские (лужские) отложения Припятского прогиба существенно отличаются от одновозрастных пород на Белоцерковском выступе (скв. 232, Белоцерковская площадь). Последние на небольшом расстоянии выклиниваются к западу: в районе скв. 220 (Колайдинцы) на кристаллическом фундаменте залегают уже нижнефранские отложения. В районе Припяти существовала прибрежная равнина, краевая по отношению к морю Восточно-Европейской платформы, с пестроцветными терригенными отложениями мощностью 40—300 м, включающими остатки рыб. На месте Белоцерковского выступа был залив моря нормальной солености с богатой фауной остракод и брахиопод [12], характерных для Центрального девонского поля. Мощность этих отложений 10—20 м. В области юго-западного Донбасса живетские отложения были субконтинентальными. Очевидно, прогиба ДДВ тогда не существовало, а имелись локальные понижения рельефа, в которые и проникало море.

Нельзя согласиться с представлением Р. М. Пистрак и Е. И. Пашкевич [13] о полном перекрытии в живете Воронежской антеклизы и Украинского щита морем Восточно-Европейской платформы (позднее эти отложения, по их мнению, были размыты). Вся эта область Восточно-Европейской платформы в девоне имела форму совка, расширяющегося на восток, т. е. раскрытого в сторону Уральской геосинклинали. Края этого совка были высоко подняты на севере у Балтийского щита и на юге в зоне Украинского щита, Воронежской и Белорусской антеклиз. Так было в эйфеле среднего девона и в позднем девоне. Нет оснований думать, что подобная структура Восточно-Европейской платформы в живетский век временно разрушилась и заменилась моноклиной, а во франский век вновь восстановилась, как это получается по схеме Р. М. Пистрак и Е. И. Пашкевич. Больше оснований предполагать местную ингрессию моря с севера, поскольку область ДДВ и Воронежской антеклизы тогда представляла собой только пологий склон Украинского щита к северу, в сторону девонского бассейна центральной части Восточно-Европейской платформы.

В раннефранское время появился пологий зачаточный прогиб ДДВ, возникший, скорее всего, в результате относительного поднятия (обособления) Воронежской антеклизы. Море с фауной брахиопод восточного происхождения

проникло с востока на запад через район Донбасса. Терригенные отложения кыновского горизонта с редкими прослоями карбонатных пород общей мощностью 15—40 м описаны Р. М. Пистрак и др. [14] по керну скв. 220 (Колайдинцы). В районе Припятского прогиба одновозрастные терригенные отложения мощностью 32—120 м характеризуются фауной рыб и эстерий. Из брахиопод встречены лингулы, также обычные в прибрежной опресненной зоне моря.

Можно отметить отчетливое раннее обособление Припятского прогиба на фоне общего залива Восточной Главной девонской поля. И поэтому нельзя согласиться с Р. М. Пистрак и Е. И. Пашкевич [13], утверждающими, что прогиб Припяти и ДДВ развивался с востока на запад: в раннефранское время — на востоке, в среднефранское — в центральной части ДДВ, в начале позднего франа — на северо-западе ДДВ и, наконец, в конце позднефранского времени — в Припятском прогибе. Мы же наблюдаем признаки раннего заложения Припятского прогиба, когда еще не существовало ДДВ. Сама Днепровско-Донецкая впадина начала формироваться одновременно на всем своем протяжении в раннефранское время в виде пологого прогиба в результате относительного поднятия Воронежской антеклизы, т. е. отставания ее в процессе общего опускания региона. С этим же региональным опусканием Восточно-Европейской платформы было связано и повсеместное расширение трансгрессии моря в конце раннего франа — в позднещигровско-саргаевское время.

Саргаевское море дальше распространилось в пологом прогибе ДДВ, почему у отдельных исследователей и создалось впечатление последовательного развития процесса прогибания в ДДВ. В действительности это было развитием трансгрессии. Море так же далеко продвинулось с востока на запад и в центральных районах Восточно-Европейской платформы. Саргаевский горизонт везде сложен терригенно-карбонатными отложениями с морской фауной брахиопод (и в ДДВ, и в Припятском прогибе, и в центре Восточно-Европейской платформы). Мощность его 20—40 м.

В семилукское время до самого конца раннего франа трансгрессия моря продолжалась и достигла своего максимума. Семилукский горизонт в основном сложен карбонатными породами с большим участием терригенных пород в ДДВ, особенно вблизи Украинского щита. Мощность горизонта достигает 13—35 м в Припятском прогибе и 20—50 м в ДДВ. Она вполне соизмерима с мощностью данного горизонта в центральных, западных и восточных районах Восточно-Европейской платформы, как и мощность всех подстилающих нижнефранских и среднедевонских образований. Это указывает на справедливость мнения, высказанного Р. М. Пистрак, Е. И. Пашкевич [13] и некоторыми другими геологами о более позднем образовании грабена в ДДВ и Припятском прогибе.

Эффузивная деятельность в начале раннефранского времени, а местами и в среднем девоне еще не означает, что уже тогда начал формироваться грабен. Излияния происходят, в частности, при раздвижениях, не сопровождаемых вертикальными смещениями блоков. Эффузии плато-базальтов часто предшествуют грабенообразованию, на что указывает Е. Е. Милановский [11] при описании рифтовых структур Африки. Эти взгляды подтверждаются данными по ДДВ и Донбассу, где среднедевонские и раннефранские эффузивы встречаются на выступах и за пределами так называемых краевых разломов (скв. 500, Городище; юго-западный Донбасс и др.), т. е. на склонах Украинского щита, Приазовского массива и Воронежской антеклизы.

Существенные перемены в ДДВ произошли в позднефранское время, начавшееся с алатырского перерыва в седиментации, за которым последовало интенсивное опускание, связанное с заложением грабена. Об этом свидетельствует пестроцветность алатырских (петинских) отложений, широкое распространение нормально-морских образований воронежско-евлановского возраста, с развитием эффузивов, и большая мощность позднефранских отложений. На то, что вулканическая деятельность была связана с движением по разломам, указывают признаки некомпенсированного, следовательно, быстрого прогибания, замеченные в воронежско-евлановском комплексе и в верхах алатырского горизонта, местами выделяющегося в разрезе.

В ДДВ нет настоящего доманика, обычно образующегося при некомпенсированном прогибании, но приближающиеся к глинистому доманику слабо битуминозные отложения образуют здесь два горизонта: в верхнем фране, ниже подошвы соли, и в нижнем фамене, также под солью. К этим горизонтам приурочены эффузивные породы, что указывает на резкие движения по разломам и глубокое опускание дна грабена в позднем фране и раннем фамене, которое не было полностью компенсировано седиментацией. Следовательно, намечаются два этапа резких опусканий — позднефранский и раннефаменский, за которыми следовало соленакопление. Мощность девона до начала позднефранской седиментации в ДДВ была 150—300 м, а после нее (во второй половине франа и в фамене) — более 3000 м (до 2000 м в верхнем фране и 1500 м в нижнем фамене). Другими словами, она увеличилась в десять раз, отражая возросшую скорость погружения.

Изложенное дает основание считать, что локальное грабенообразование и послужило одной из причин возникновения солеродных бассейнов евлановско-ливленского и елецкого или данково-лебедянского возраста в ДДВ и Припятском прогибе. Концентрацию солей и выпадение их из морской воды нельзя объяснить одним изменением климата — его аридизацией, как это делает К. А. Ермакова [6]. Девонское соленакопление наблюдалось и в зоне гумидного палеоклимата. Оно, в частности, описано нами [15] для района с. Серегова в юго-западном Притиманье. Главным условием крупномасштабного соленакопления, вероятно, является локальное грабенообразование с опусканием одних и относительным поднятием других блоков (что приводит к частичной изоляции внутреннего бассейна при одностороннем движении вод в проливе, соединяющем его с внешним морем).

Именно дифференцированные блоковые смещения приводят к возникновению глубоких впадин, или ванн, и высоких порогов. Морская вода, несущая соль, проникает через порог в одном направлении, а тяжелые воды с повышенным содержанием соли не могут подняться вверх и преодолеть барьер в обратном направлении. Такой процесс может привести к накоплению больших масс соли, в отличие от сходного процесса в обычных мелководных лагунах, где возникают донные противотечения и нет пространства (глубоких ванн) для скопления рассолов. В полуизолированных глубоких впадинах типа ДДВ со временем нарушалась последняя связь с внешним морем и соль выпадала по мере испарения воды в условиях нового микроклимата. К этой стадии, очевидно, приближается Мертвое море. Подобный процесс образования солеродных бассейнов описан П. Н. Кропоткиным и Б. М. Валяевым [7] на примере впадины Данакил в Эфиопии.

В условиях ДДВ порогом, создавшим одностороннее движение морских вод, мог служить отставший от общего погружения центральный поперечный блок Донбасса (область открытого Донбасса). О наличии поперечной блоковой дифференциации Донбасса давно писал П. И. Степанов [16] и на нее же в последнее время указывает С. Е. Верболоз [3]. Такое предположение подтверждается при анализе фактического материала по девону. И если допустить наличие связи ДДВ с восточным морем в раннефранское время через Донбасс, этот прогиб должен был пересекать поперечный поднятый блок, отстающий при общем опускании, и характеризоваться небольшой глубиной. Именно такой блок мог стать порогом, тем более, что западнее Бахмутской котловины находилась наиболее опущенная часть ДДВ. О возможности поперечной блоковой дифференциации в девоне свидетельствуют материалы наблюдений, проведенных в юго-западном Донбассе, где рядом с опущенными блоками, заполненными девонскими осадками, существуют поднятые блоки (например, Самаринско-Волчанский) без девонских осадков.

Сообщение с морем через упомянутый пролив на востоке прекратилось в ливенское время, т. е. в самом конце франского века, и больше оно здесь скорее всего не возобновлялось. Такой вывод можно сделать благодаря ограниченному распространению ливенской фауны в ДДВ при широком распространении воронежско-евлановской фауны. Находки позднефранской фауны отмечаются

в непосредственной близости от Донбасса и Бахмутской котловины в районе Петровского и Корульского куполов. Предполагается, что пролив проходил на месте осевой зоны Донбасса, т. к. на юго-западе последнего развиты только субконтинентальные отложения этого возраста. Фаменская фауна не встречена на юго-востоке ДДВ. Она широко распространена в Припятском прогибе и в смежной, северо-западной части ДДВ. Разрез девона на востоке в осевой зоне Донбасса, очевидно, ограничен нижней среднедевонско-франской частью с небольшой мощностью, возможно еще более уменьшенной за счет размыва в фаменский век. Здесь не должно быть мощных толщ соли, т. к. не было условий для ее образования в проливе.

Второй, фаменский цикл развития солеродного бассейна так же, как и первый (позднефранский), начался с перерыва в седиментации. Фаменские отложения залегают местами на коре выветривания верхнего франа. Связь моря в фаменский век осуществлялась, в отличие от позднефранского, через Припятский прогиб и Полесскую седловину с западноевропейским морем. Карбонатные и отчасти терригенные породы нижнефаменской межсолевой толщи, имеющей в Припятском прогибе мощность 100—780 м, распространены там повсеместно и отличаются богатой фауной брахиопод и других организмов. Карбонатные отложения прослеживаются в краевую северо-западную часть ДДВ. По наблюдениям М. Ф. Манукаловой-Гребенюк, комплекс микрофауны при этом резко беднеет. Здесь наблюдается замещение известняков терригенными и вулканогенными отложениями мощностью до 1500 м. Признаком интенсивного прогибания ДДВ в фамене является не только большая мощность этих отложений, но и наличие в разрезе доманикового типа пород, указывающих на то, что это прогибание местами не полностью компенсировалось осадконакоплением.

Как и в первый цикл, за некомпенсированным прогибанием следовало образование соленосной толщи, т. е. установление сначала односторонней связи между внутренним и внешним бассейнами и концентрация соли в глубоких впадинах, затем — нарушение связи: последующая полная изоляция внутреннего бассейна, испарение воды и садка соли.

Эффузивная деятельность конца фаменского века происходила в новой обстановке на участках относительных поднятий, в области седловин и выступов фундамента. Суммарная мощность верхнего фамена в ДДВ (включая терригенные пестроцветные и сероцветные отложения) около 300 м. В Припятском прогибе верхняя соленосная толща перекрывается глинисто-карбонатной сероцветной пачкой с морской фауной брахиопод, которой нет в ДДВ. Все это подтверждает правильность представления о существовании прерываемой связи морского бассейна в фаменский век именно на западе, а не на востоке.

Развитие ДДВ и Донбасса в карбоне резко отличается от девонского. В карбоне возник единый открытый на юго-востоке прогиб, тесно связанный с геосинклиналью. Мощность карбона сильно возрастает с 1,5 до 7 км в пределах ДДВ в указанном направлении — к Донбассу, где широко распространены еще более мощные угленосные отложения прибрежной равнины. Резкий перелом в скорости прогибания наступил с позднего визе, осадки которого трансгрессивно перекрывают борта прогиба. В ранней перми возник замкнутый солеродный бассейн, что может свидетельствовать, по нашему мнению, об изоляции внутреннего моря ДДВ в результате поднятия Донбасса, т. е. о прекращении связи его на юго-востоке с внешним морем. Появление соли в разрезе в ассельском ярусе указывает на время закрытия пролива.

С поздней перми и в мезокайнозое на месте ДДВ образовалась синеклиза.

Как видим из истории развития авлакогена Большого Донбасса в девоне, в этот период здесь сохранялись платформенные условия и в целом область авлакогена не имела общих черт с геосинклиналями юга европейской части СССР.

Если раньше, когда еще не был изучен девон всего авлакогена, допускали возможность короткого существования геосинклинали в Донбассе только в карбоне [2], то теперь, когда все более ясной становится преемственная связь линейных геосинклиналей неогена с ранними рифейскими их прогибами, су-

ществование геосинклинали берется под сомнение. Такой период развития, сходный с геосинклинальным, лучше считать обычным в истории становления структур типа авлакогенов, которые являются поперечными краевыми образованиями геосинклиналей [18].

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов В. И., Клиточенко И. Ф.— Геол. журн., 1971, 1.
2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостехиздат, М., 1941.
3. Верболоз С. Е.— Сов. геол., 1969, 11.
4. Войткевич Г. В., Лебедько Г. И., Резников С. А.— ДАН СССР, 1970, 134, 1.
5. Глушко В. В., Попов В. С., Славин В. И.— Сов. геол., 1966, 12.
6. Ермакова К. А.— БМОИП, отд. геол., 1965, 6.
7. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.— БМОИП, 1970, 45, 5.
8. Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В.— Геотектоника, 1968, 6.
9. Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова Е. П.— Геол. журн., 1971, 2.
10. Мартынов А. А.— Структурные этажи Днепровско-Донецкой впадины. Автореф. канд. дисс. Л., ВНИГРИ, 1967.
11. Милановский Е. Е.— Вестн. Моск. ун-та, геология, 1970, 2.
12. Пистрак Р. М., Ляшенко А. И. и др.— ДАН СССР, 1970, 195, 4.
13. Пистрак Р. М., Пашкевич Е. И.— Геология нефти и газа, 1971, 4.
14. Пистрак Р. М. и др.— ДАН СССР, 1968, 182, 3.
15. Разницын В. А.— ДАН СССР, 1960, 133, 5.
16. Степанов П. И., Миронов С. И. Геология месторождений каустобиолитов, ОНТИ, 1937.
17. Тетяев М. М.— Геотектоника СССР, ГОНТИ, Л.—М., 1938.
18. Шатский Н. С. Избранные труды, т. II. «Наука», М., 1964.

М. П. Фивег

ВУЛКАНИЗМ И СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ

В связи с широко проводящимися поисками и разведкой на нефть повышенный интерес проявляется к соляным породам и условиям их формирования. Появилось много статей, в которых обосновываются различные точки зрения на генезис соляных пород. Некоторые авторы не согласны с основными положениями широко признаваемой сейчас во всем мире теории экзогенного происхождения соляных пород. Эти авторы исключают участие в соленакоплении океанической воды. Они считают, что рассолы поступали непосредственно из мантии по глубинным разломам. Это единственное, что объединяет всех противников экзогенной концепции. По остальным вопросам (в какой форме поступают породобразующие элементы соляных пород из мантии и какие изменения они претерпевают при прохождении через литосферу) высказано много разных точек зрения, не подтвержденных ни экспериментами, ни расчетами и, как правило, не согласующихся с фактическим материалом.

При построении любой теории формирования соленосных серий необходимо опираться на некоторые достаточно обоснованные фактическим материалом основные положения.

Прежде всего следует иметь в виду, что минеральный состав, структура и текстура всех известных сейчас соленосных серий, а также условия их залегания свидетельствуют о том, что эти отложения представляют собой в той или иной мере преобразованные осадки солеродных водоемов (морей или их заливов и озер) [16, 17]. Поэтому неубедительны все рассуждения о ведущей роли метасоматоза [9 и частично 3]. Из этих же соображений не может быть принята и точка зрения М. Е. Альтовского [1] об образовании солей путем подземного испарения.

Все остальные исследователи считают, что соли из мантии поступали на поверхность Земли. Не имеют под собой никаких физико-химических оснований

предположения А. М. Синички [11] о том, что галит каменной соли выпадает в результате проникновения хлора в морскую воду или в связи с излиянием на дно бассейнов галитовой магмы [12].

Наблюдениями за садкой солей в соляных озерах и искусственных водоемах, а также лабораторными опытами давно доказано, что основным фактором, вызывающим концентрирование рассолов, является испарение воды. Это подтверждается и тем, что все современные солеродные водоемы располагаются исключительно в зонах аридного климата. Лишь в аридных условиях возникают наиболее концентрированные на поверхности Земли рассолы. Охлаждение рассолов или высаливание могут быть активными факторами солеобразования на фоне сгущения, вызываемого испарением. Эта физико-химическая основа седиментации солей характерна не только для современных условий, она существовала и в прошлом при образовании соляных осадков аридных зон. Всякие предположения о возможности соленакопления в других климатических зонах явно противоречат основным положениям физической химии соляных растворов и должны быть отвергнуты как ненаучные.

Сторонники эндогенной концепции склонны считать, что соленакопление связано с проникновением ювенильных рассолов или газа, главным образом хлора, непосредственно связанных с вулканизмом. В таком случае соляные породы должны рассматриваться как вулканогенно-осадочные. Учитывая большие массы солей, накопленных в наиболее крупных районах соленакопления — порядка $n \times (10^{15} - 10^{14})$ т, можно предположить, что именно в этих районах широко проявлялся вулканизм. Подтверждения этому мы не находим. Соленосные серии образовывались в платформенных впадинах во время интенсивного их погружения, обусловленного движением блоков по системе разломов различной глубины заложения. В некоторых районах соленакопления существовали и глубинные разломы.

Обосновывая свои положения, сторонники эндогенного происхождения солей приводят большой список соленосных серий с проявлениями вулканизма [9]. Но в этот список следует внести серьезные коррективы, так как во многих соленосных сериях гипербазиты образуют дайки или пластовые интрузии со следами термического воздействия на вмещающие породы. Конечно, в этом случае об их синхронности говорить не приходится. На это обстоятельство обратили внимание Е. М. Люткевич, В. Я. Авров, А. А. Иванов [5]. Несмотря на это совершенно очевидное недоразумение, сторонники эндогенной концепции продолжают настаивать на своих взглядах. Так, В. И. Созанский в последней своей работе [13] не пересмотрел их. Из перечисленных им соленосных серий, пересеченных диабазами, лучше всего изучена соленосная серия первого цикла цехштейна района Верры и Фульды. Кроме прежних работ по геологии этого района Бессерта, Хоппе и Фандриха известны и результаты последних работ Коха [8]. Он специально занимался изучением влияния диабазов на породы соленосной серии. Здесь соляные породы пересечены дайками щелочных оливиновых диабазов, форма которых резко осложняется в калийных горизонтах. По последним определениям, возраст этих диабазов 20—25 млн. лет. По данным же прямых определений, трансгрессия цехштейна происходила не раньше 263 ± 16 млн. лет тому назад и не позже 252 ± 19 млн. лет [20].

Следовательно, здесь соляную толщу, отложенную в самом начале поздней перми, секут миоценовые базальты. Других проявлений вулканизма в соленосных сериях цехштейна нет. В толще, подстилающей цехштейн, в нижнепермском красном лежне известны оливиновые базальты и их туфы. Нет никаких оснований предполагать влияние продуктов вулканизма на седиментацию соляных пород во всех четырех циклах соляных пород цехштейна.

Аналогичные по составу нефелин-оливиновые базальты секут соленосную серию в верхней части разреза нижнеолигоценовой верхней битуминозной серии Нижнерейнского грабена. С такими же результатами можно перечислить и все остальные соленосные серии, использованные как примеры сторонниками эндогенной концепции.

Если вычеркнуть из списка все соленосные серии с секущими гипербазита-

ми, то останется немного таких, для которых можно говорить о синхронном вулканизме. Это соленосные толщи, в разрезе пород которых констатированы туфы, туффиты, реже лавы. В эту группу войдут соленосные серии рифтовых зон Днепровско-Донецкого и Припятского прогибов, Красного моря, Данакильской впадины, возможно западных окраин Африки, а затем все соленосные серии Предкарпатья и впадины Закарпатья.

В разрезе миоцена Внутренней зоны Предкарпатского прогиба слои и прослойки туфов и туффитов констатированы в ряде мест. В частности, они обнаружены в баличской, т. е. в верхней соленосной толще Предкарпатья. Происхождение этого материала обыкновенно связывается с эксплозивной деятельностью вулканов Закарпатья. Ведь до настоящего времени проявления вулканизма в пределах глубинных разломов, ограничивающих Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба, не обнаружены. Однако повышенное содержание калия в туфах Предкарпатья и некоторые другие признаки указывают на то, что вопрос о вулканизме в Предкарпатье еще нельзя считать окончательно решенным.

Как известно, в Закарпатье по глубинным разломам, расположенным по периферии срединных массивов и наложенных впадин, вулканическая деятельность проявлялась длительное время (в миоцене и плиоцене). Моменты ее усиления не совпадали с соленаккумуляцией. Так, в пределах Тиссенской впадины соленосная серия тереблинской свиты с отдельными прослоями туфов залегает над новоселицкой мощной толщей риолит-дацитовых и дацитовых туфов. Ее мощность в районе Теребли достигает 720 м.

В пределах Припятско-Донецкой рифтовой зоны в верхнем девоне соленаккумуляция частично совпадала с вулканической деятельностью. Их взаимоотношения лучше изучены в Припятской впадине. Вулканы здесь располагались вдоль поперечных разломов, ограничивающих Брагинский выступ, отделяющий Припятский прогиб от Днепровско-Донецкого. От места расположения вулканов в западном направлении в разрезе постепенно уменьшается количество пирокластического материала. Прослойки туфов и туффитов встречаются во всех породах верхнего девона. В разрезе выделяются два горизонта, обогащенные лавами, туфами и туффитами [7]. Нижний из них четко сопоставляется с нижней каменной солью, а верхний — с межсолевой карбонатной толщей. По своему составу эффузивные породы Припятской впадины отличаются от карпатских. Здесь развиты трахиты и трахиандезиты, а в верхней части разрезов — нефелиновые и лейцитовые базальтоиды. Судя по разрезам, можно предполагать, что здесь в одно и то же время разные вулканы изливали лавы неодинакового состава [7].

Как видно из перечня пород, лавы и их туфы в Припятской впадине более основные, чем в Закарпатье, и лав здесь больше. По-видимому, коэффициент эксплозивности Брагинских вулканов был ниже.

На примере Припятского прогиба отчетливо видно, что вулканизм здесь не влиял на седиментацию. Смена водоема почти с нормальной соленостью, в котором образовались органогенные известняки межсолевой толщи, солеродным была вызвана изменением условий питания — прекращением поступления вод нормальной солености из западного бассейна. В результате бассейн снова стал солеродным, несмотря на резкое снижение интенсивности вулканической деятельности [10].

Много материалов для оценки роли вулканизма в солеобразовании можно получить при изучении соленосных серий, находящихся на периферии Африканского континента.

Остановимся только на Красном море и на Данакильской впадине. Грабен Красного моря образовался в начале миоцена. По-видимому, в конце миоцена Красное море превратилось в солеродное и в нем отложилась мощная толща солей. В плиоцене по всей длине моря возник осевой грабен [20]. При этом значительная часть солей была растворена. В связи с этим в глубоких впадинах дна нового Красного моря начали накапливаться наиболее концентрированные десцендентные рассолы. В связи с образованием осевого грабена усилился вулканизм.

Опустившийся центральный блок пронизан дайками гипербазитов. Сейчас в этих трещинах происходят только гидротермальные процессы.

Данакильская впадина находится неподалеку от места сочленения Эфиопского рифта и Красного моря [19]. Солеродный водоем располагался здесь в границах интенсивно погружавшегося блока, отделенного от рифтовой зоны Красного моря горстом Данакильских Альп. На границе этих блоков во время существования солеродного бассейна приблизительно миллион лет тому назад извергалась базальтовая магма, иногда щелочная. В западной части Данакильской впадины соли переслаиваются с базальтами. Уже после образования соляной толщи она оказалась перекрыта базальтовыми потоками и туфами. В западной части площади распространения соляных пород располагаются небольшие вулканы и известны источники высокоминерализованных вод, из которых наиболее известен источник у горы Черной с рассолами, насыщенными по $MgCl_2$ и KCl с температурой $130^\circ C$. Многие сторонники эндогенной концепции считали рассолы этого источника ювенильными, а его наличие — доказательством того, что существуют высококонцентрированные ювенильные рассолы. Теперь, когда стали известны в районе выхода источников соляные породы и особенно выдержанный горизонт калийных солей, стала ясной вся необоснованность представлений о существовании здесь ювенильных термальных рассолов. В Данакильской впадине термальные воды в ряде мест проникают через соляную толщу, растворяя на своем пути соли, обогащаются ими и выходят на поверхность термальными рассолами [19].

Сторонники эндогенного происхождения соли в подтверждение своей теории указывали на наличие термальных растворов во впадинах дна Красного моря. Теперь рассолы этих впадин хорошо изучены. Пока речь может идти о трех впадинах: Атлантис II глубиной до 2167 м, Дискавери — 2155 и Чейн — 2066 м. В самой крупной из них (Атлантис II) температура рассолов достигает $55,9^\circ C$, а концентрация солей 258 г/л. Кроме солей, характерных для морской воды, в составе рассолов констатирован разнообразный ювенильный комплекс тяжелых металлов Fe, Mn, Zn, Cu, Co, Pb, Ni, Mg, Ag и др. Рассолы насыщены по кремнезему. Обнаружение этих своеобразных рассолов вызвало оживленную дискуссию. Более объективному решению вопроса помогли определения изотопного состава элементов воды — кислорода и дейтерия, которые оказались типичными для воды Красного моря. Стронций тоже, судя по отношению $[Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7093 \pm 0,0005]$, является ювенильным [18]. Авторы, учитывая этот результат, а также концентрацию цинка, меди и железа в рассолах из впадины Атлантис II, полагают, что имеющиеся данные «дают основания предполагать, что цветные металлы и стронций произошли из глубинного источника». О происхождении морских солей мы уже говорили. Такой точки зрения придерживаются Г. Н. Батурина с сотрудниками [2], а из зарубежных Э. Гегенс и другие. Интересно сообщение Г. Н. Батурина с соавторами относительно осадков дна Атлантис II. Осадок представляет коллоидную массу, окрашенную в черные или яркие красно-желто-зеленые тона и, что особенно существенно, одним из основных его компонентов является галит, на долю которого приходится до 60%, т. е. здесь образуются осадки, аналоги которых нам не известны в ископаемом состоянии.

Таким образом, достаточно обоснованное представление о том, что впадины дна Красного моря заполнены смесью гидротермальных рассолов с раствором морских солей, опровергает легенду об ювенильном хлористом натрии и здесь.

Из приведенных данных явствует, что проявление вулканизма, и притом наземного, не могло играть в галогенезе решающей роли. Ведь в условиях наземного вулканизма солевой состав воды солеродных водоемов мог изменяться только под влиянием пепла (за счет сорбированных тонких пленок солей на поверхности его частиц). Хотя количество растворимых солей в массе извергаемого пеплового материала достигает 10%, а иногда и более, небольшое количество пепла в составе соленосных серий не могло заметно влиять на ход седиментации в солеродных бассейнах.

Вулканизм проявляется обычно длительное время, значительно превышающее сроки седиментации соленосных серий. Между извержениями происходят фумарольно-сульфатарные процессы, которые могут влиять на солевой состав водоемов. Как было показано на примере соленосной толщи Данакильской впадины, гидротермальная деятельность может способствовать разрушению солей и их переносу в другие солеродные водоемы.

При наблюдениях в районах современного вулканизма установлено, что масштабы гидротермальных процессов, происходящих за счет ювенильных вод магм, невелики, и состав солей, привносимых ими, отличается от океанического.

В поисках новых возможностей объяснения генезиса соляных пород некоторые ученые обратили внимание на гидротермальные рассолы иного происхождения.

Д. С. Коржинский [6] и некоторые другие исследователи пришли к выводу, что интенсивная гидротермальная деятельность связана не с водой магмы, а с рассолами, которые образовывались в мантии и с большим запасом тепла поступали в земную кору по глубинным разломам, где при их участии возникали очаги кислой магмы. Проходя выше, эти трансмагматические растворы формировали разные рудные месторождения и значительно изменяли породы, через которые проходили. Часть этих рассолов попадала в водоемы на поверхность Земли и во многих случаях значительно влияла на ход седиментации. Эти процессы сейчас достаточно подробно изучены [14, 15, 4 и др.].

На Первом геохимическом конгрессе в Москве работала специальная секция по изучению гидротермальных рассолов. В результате проведенных исследований выяснено, что галоиды и щелочи в этих рассолах действительно играют большую роль. Уже в газовой фазе появляются комплексы тяжелых металлов щелочей и галоидов, выносящие разнообразные металлы в земную кору. По пути своего движения сначала газообразные, а затем гидротермальные продукты вулканизма воздействуют на породы, через которые они проходят. При движении комплексы, постепенно меняя металлы, утрачивают ювенильный облик. Эти рассолы, разбавленные водами земной коры, как правило, достигают поверхности, имея невысокую концентрацию солей (порядка океанической). В вулканогенно-осадочных породах они образуют разнообразные рудные проявления и всегда сопровождаются породами, обогащенными кремнеземом. Г. С. Дзюценидзе [4] не смог уловить генетической связи вулканогенных и соляных пород и отрицает ее.

Как видно из приведенных примеров, все термальные высококонцентрированные рассолы образовались путем растворения соляных отложений, через которые они проходят.

Состав гидротермальных вод (даже хлорнатриевых) по своему химизму не может привести к образованию парагенезиса пород подготовительных и солеродных бассейнов. Накопление солей в количестве 10^{15} — $10^{10}t$ не могло не сопровождаться парагенетически связанным с ними накоплением больших объемов кремнистых пород и образованием рудных месторождений. Как те, так и другие в районах соленакопления не известны.

Соленосные серии являются типичными платформенными формациями. Наиболее крупные из них расположены в обширных синеклизах (в кембрии Восточной Сибири, в кунгуре Прикаспийской и в верхней перми Польско-Германской синеклизы и др.), в которых синхронное соленакоплению проявление вулканизма не известно. Наоборот, в тех синеклизах, где извергалось огромное количество базальтовых магм (пермь, триас на Сибирской платформе, мел — олигоцен — на Индийской, мел — палеоген — на Северо-Африканской и др.), соленакопление не происходило. В районах интенсивного гранитного вулканизма в пределах наложенных впадин платформ в юре и мелу на востоке Азии соляные породы также не известны.

В местах наиболее интенсивного проявления вулканизма в пределах эвгеосинклиналей также соленакопление не проявлялось.

Такие несовпадения не случайны. Они свидетельствуют об отсутствии генетической связи соленакопления с вулканизмом.

В заключение следует подчеркнуть, что соображения об эндогенном происхождении солей не были результатом работ геологов, непосредственно связанных с изучением соляных месторождений. В этом вопросе, как и во всех остальных, лучшим критерием правильности является проверка практикой. Экзогенная теория позволила обосновать поисковые признаки, практическая ценность которых многократно проверена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтовский М. Е.— Труды ВСЕГИНГЕО, 1962, 20.
2. Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С.— Океанология, 1969, 3.
3. Бирина Л. М.— Литология и полезные ископ., 1970, 6.
4. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. «Недра», М., 1969.
5. Иванов М. А.— Труды ВСЕГЕИ, Ленинград, 1968, 161.
6. Коржинский Д. С.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералоэндогенного минералообразования. «Наука», Л., 1967.
7. Корзун В. П.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1970.
8. Кох К., Фогель И., Реслер Х. И.— В кн.: Тезисы докладов на Международном геохимическом конгрессе. Изд. АН СССР, 1971, 2.
9. Кудрявцев Н. А.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. «Наукова думка», К., 1971.
10. Махнач А. С., Корзун В. П. и др.— Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба. «Наука и техника», Минск, 1966.
11. Синичка А. М.— В кн.: Условия образования и особенности нефтегазообразования солянокупольных структур, ч. 1. «Наукова думка», К., 1966.
12. Синичка А. М.— В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность, ч. 1. «Наукова думка», К., 1969.
13. Созанский В. И.— В кн.: Проблемы неорганического происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1971.
14. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд-во АН СССР, М., 1962.
15. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Геолтехиздат, М., 1963.
16. Фивег М. П.— Труды ВНИИГалургии, 1956, 32.
17. Фивег М. П.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Изд. Львов. гос. ун-та, 1956, 3 и 4.
18. Форд Д., Икпема М., Карвиль Р., Джонс Л.— Тезисы докладов на Международном геохимическом конгрессе, М., 1971, 1.
19. Holwerda J., Hutchinson R.— Econ. Geol., 1968, 63, 2.
20. Picard L.— Geol. Rundschau, 1970, 59, 2.

Н. М. Джиноридзе, В. И. Раевский

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГАЛОГЕНЕЗА

Необходимость пересмотреть гипотезы об условиях галогенеза возникла, по нашему мнению, в связи с появлением в геологии новых представлений и накоплением нового фактического материала (например, выявление планетарных глубинных разломов и сдвигов, установление эпох «великих обновлений» — крупнейших перестроек структурного плана земной коры, подтверждение наличия астеносферы на границе мантии и земной коры, подтверждение предположения о вылавке магм различного состава из материала верхней мантии; определение изменения положений магнитных полюсов в течение геологической истории развития Земли и т. д. [22]).

Все эти вопросы в той или иной степени важны для познания процессов галогенеза как части процессов осадкообразования и формирования земной коры.

В геологической литературе появилось много работ, в которых критикуется считавшаяся завершенной классическая теория солеобразования и взамен выдвигаются новые гипотезы — подземного испарения [1], галогенного метасоматоза [2, 10] и разгрузки на дно седиментационных бассейнов глубинных вод и продуктов дегазации мантии [9, 19, 20 и др.]. Последнюю гипотезу можно назвать «экспаляционно-осадочной».

Проанализировав работы, посвященные (340 наименований, из них 100 работ зарубежных) проблеме галогенеза и фундаментальным вопросам геологии, мы пришли к следующим выводам.

1. Основные положения классической теории галогенеза (неизменность солевого состава и объемов океанической воды со второй половины протерозоя до настоящего времени включительно, формирование солевого состава прошлых солеродных бассейнов лишь за счет океанической воды и континентального стока) не соответствуют современным представлениям.

2. Из всех существующих гипотез наиболее полно современным представлениям отвечает «эксгальационно-осадочная».

В последнее время открыты новые области мощного соленакопления, а также уточнены стратиграфическое положение и тектоническая природа ранее известных месторождений. Естественно, что эти данные не были учтены в монографии Ф. Лотце [25], который впервые выявил некоторые закономерности временного и пространственного размещения галогенных толщ. Поэтому мы составили сводную таблицу* размещения галогенных толщ во времени от позднего протерозоя до голоцена, в которой приведены новые области соленакопления, такие как верхнепротерозойская в Австралии, апт-сеноманские в Африке и Южной Америке и др. Ранее считавшаяся нижнекембрийской каменная соль Загросса и Соляного кряжа отнесена по последним данным Штеклина [26] к верхнему протерозою. Галогенные толщи разделены по комплексам галогенных пород.

Если проследить во времени парагенез галогенных толщ с другими породами, то выясняется, что они размещены в протерозое среди терригенно-метаморфических пород, в палеозое — среди карбонатных, в мезозое — среди карбонатных и терригенных, а в кайнозое — среди терригенных пород. Вулканогенно-магматические породы отмечены во все указанные времена, хотя в гораздо меньших количествах и не во всех бассейнах.

Следовательно, галогенез можно считать явлением планетарным — он был подчинен во времени общему ходу развития осадочной оболочки Земли.

Планетарность процесса галогенеза впервые обнаружил Ф. Лотце в 1938 г. [25], когда выделил эпохи интенсивного и неинтенсивного галогенеза. Лотце назвал это «правилом одновременности». На основании сопоставления эпох интенсивного галогенеза с фазами орогенеза Штилле, Ф. Лотце пришел к выводу о прямой связи между ними.

По современным представлениям, причиной орогенеза, как и любой структурной перестройки земной коры, являются вертикальные тектонические движения, обусловленные перераспределением вещества в верхней мантии Земли. Последнее, в свою очередь, связано с непостоянной скоростью вращения Земли, как считают В. А. Магницкий [14], С. И. Субботин и др. [21], Б. Л. Личков [11] и другие исследователи. Значит, эпохи орогенеза (основные фазы) проявлялись в планетарном масштабе относительно одновременно, о чем свидетельствуют данные по обобщению абсолютного возраста основных палеозойских и мезокайнозойских фаз гранитообразования, метаморфизма и складкообразования Земли [18].

Рис. 1 иллюстрирует «правило одновременности» и, таким образом, планетарность процессов галогенеза.

Чтобы выяснить вопрос о связи во времени эпох интенсивного галогенеза с эпохами перестроек структурного рельефа Земли, мы заимствовали у А. Б. Роннова график изменения во времени объемов вулканогенно-магматических, карбонатных и обломочных формаций мира от девона включительно, т. е. в пределах вариссийского, киммерийского и, частично, альпийского циклов тектогенеза. К этому графику добавлена схема Б. Л. Личкова [11], согласно которой перечисленные циклы тектогенеза представляют собой «волны жизни», отражающие циклы развития позвоночных и наземной растительности. Конечная фаза каждого цикла, по Б. Л. Личкову, соответствует «великим иссушениям»

* Данные этой таблицы обобщены на прилагаемых рисунках.

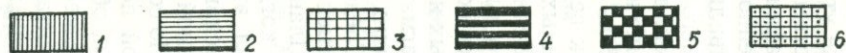
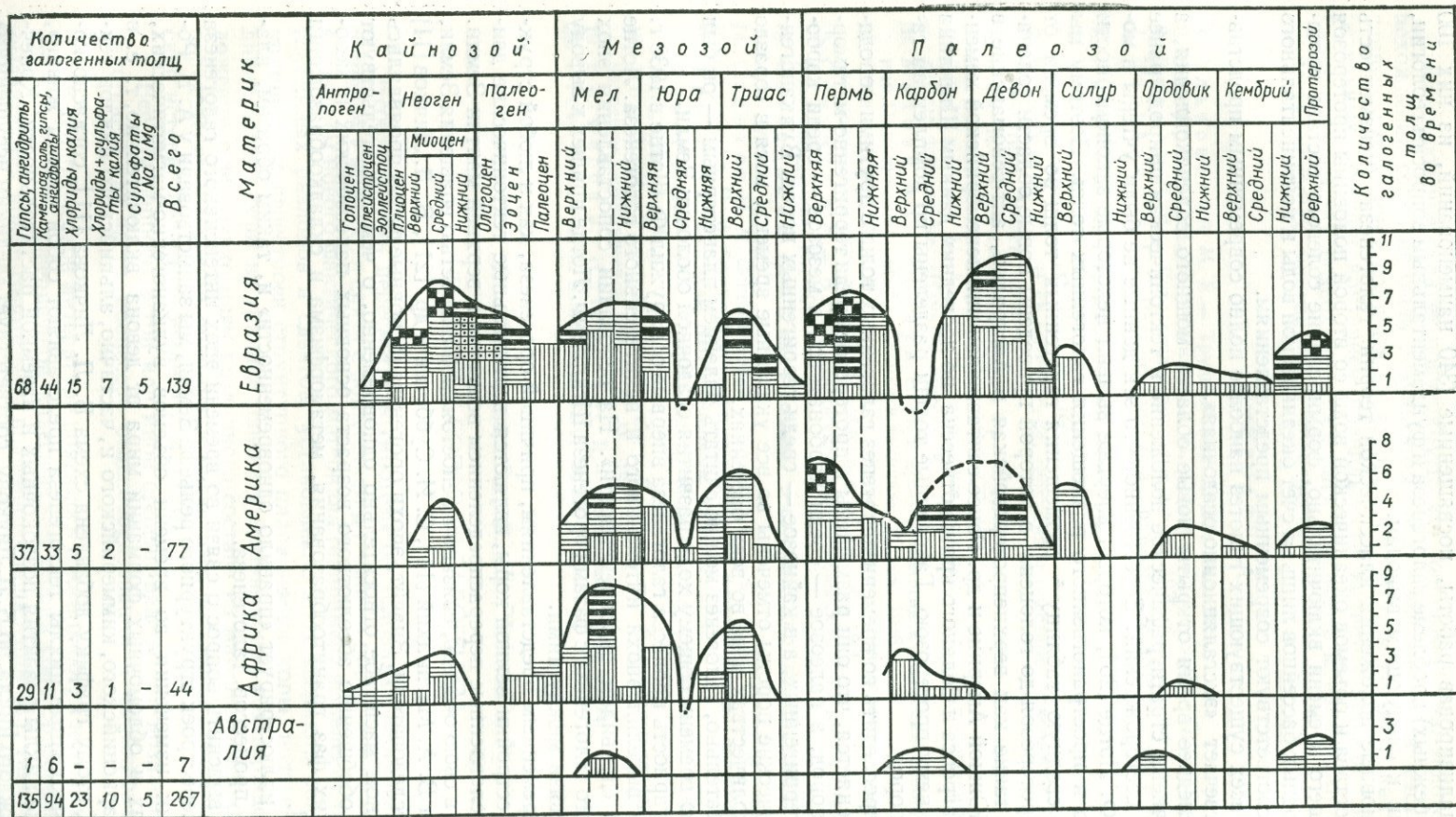


Рис. 1. Схема одновременности образования галогенных толщ по материкам.

1 — гипсоангидритовые породы, 2 — каменная соль с прослоями гипсоангидритовых пород, 3 — гипсы, ангидриты, каменная соль (равномерное чередование), 4 — каменная соль, хлориды калия и магния, 5 — каменная соль, сульфаты и хлориды калия, магния, 6 — сульфаты натрия, магния и кальция.

Земли с увеличением тектонической активности и преобладанием аридных климатов.

На рис. 2, кроме графика А. Б. Ронова и схемы Б. Л. Личкова, нанесена кривая галогенеза, представляющая изменение количества галогенных толщ во времени. Количество галогенных толщ не может служить показателем интен-

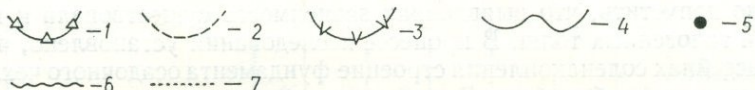
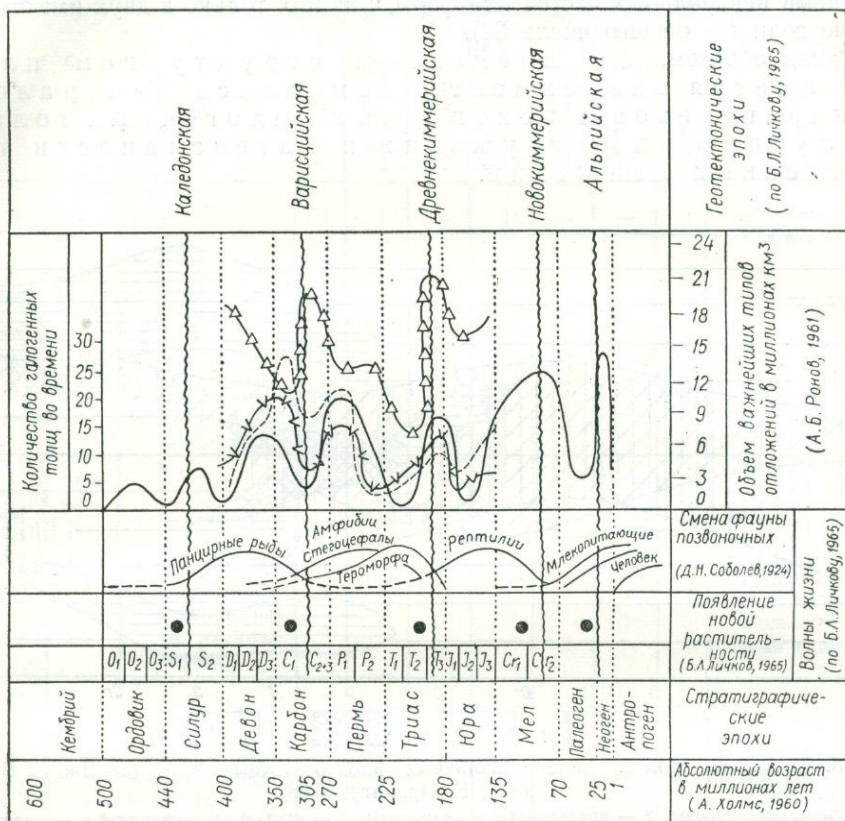


Рис. 2. Кривые изменения во времени органического мира, объемов главнейших типов отложений и количества галогенных толщ:

1 — изменение объемов обломочных пород, 2 — изменение объемов карбонатных пород, 3 — изменение объемов вулканогенных пород, 4 — изменение количества галогенных толщ, 5 — граница появления нового типа растительности, 6 — граница тектонических эпох, 7 — граница стратиграфических эпох.

сивности галогенеза или объемов соленакопления. Однако в рассматриваемом случае пики максимальных количеств галогенных толщ совпали с пиками интенсивности галогенеза Ф. Лотце.

График (рис. 2), построенный таким образом, отражает прямую зависимость между галогенезом и объемами вулканогенно-магматических пород на протяжении 265 млн. лет, в то время как такой зависимости между обломочными породами и фазами «великих иссушений» Б. Л. Личкова мы не наблюдаем.

Из пространственного размещения галогенных толщ в современном структурном плане видно (рис. 3), что из 101 крупной структуры в 57 преобладает каменная соль, а в 44 — ангидриты, гипсы. Такое соотношение (57% к 43%) отвечает данным М. Т. Козари и др. [24].

Из гипсо-ангидритовых бассейнов 50% представлено относительно неглубокими синеклизами и впадинами центральных частей платформ, 21 — меж-

горными впадинами, 17 — предгорными прогибами и лишь 7% — окраинными экзогональными глубокими впадинами и узкими линейными авлакогенами платформ.

Обратная картина наблюдается в размещении каменной и калийных солей. Из 57 крупных структур лишь семь представлены относительно неглубокими впадинами центральных частей платформ, и из них только в двух имеются калийные соли (от общего числа 34).

Таким образом, в современном структурном плане выявляется зависимость комплекса минералов и их парагенезов в ископаемых галогенных толщах от глубины их погружения и интенсивности тектонических движений.

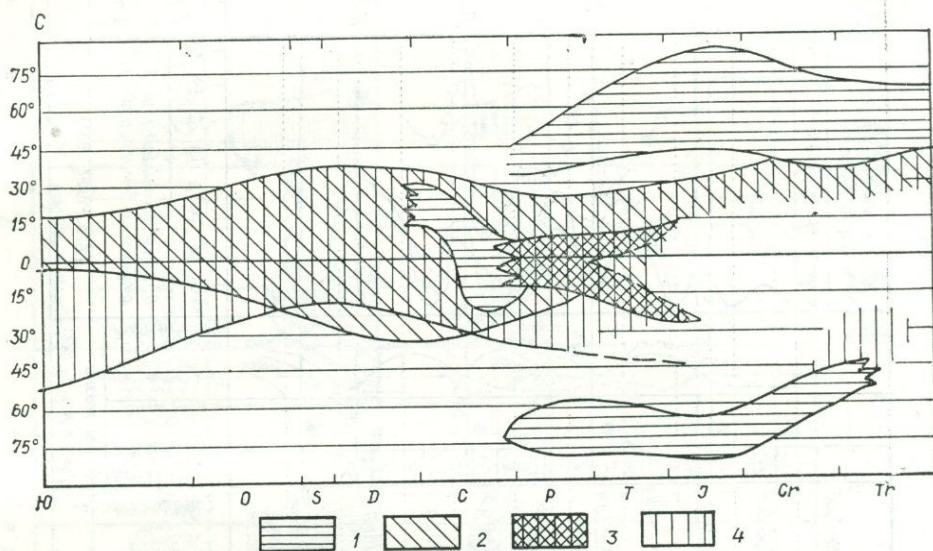


Рис. 3. Схема эволюции во времени различных типов осадочных пород (по Дж. С. Брайдену, Е. Ирвингу, 1968):

1 — угленосные породы, 2 — красноцветы и эвапориты, 3 — пустынные песчаники, 4 — карбонатные породы.

Можно допустить, что выявленная зависимость существовала и при формировании галогенных толщ. В процессе исследований установлено, что почти во всех бассейнах соленакопления строение фундамента осадочного чехла и подсолевой поверхности блоковое. Блоки разделены зонами глубинных разломов. Кроме того, анализ мощностей разрезов в солеродных бассейнах мощного галогенонакопления показывает, что в большинстве случаев наибольшему погружению эти бассейны подвергались во время формирования галогенных толщ. Эти особенности свидетельствуют о возникновении и активизации уже существующих зон глубинных разломов в период накопления галогенных отложений.

Согласно классической теории солнечного испарения (Г. Бишоф, К. Оксениус, А. А. Иванов, М. П. Фивег, М. Г. Валяшко, Н. М. Страхов), сухой климат обязателен для галогенеза как настоящего, так и прошлого. В связи с этим принято, что гипсы, ангидриты, каменная и калийные соли являются индикаторами древних аридных областей. Часто даже данные о наземной растительности не принимаются во внимание. Так, если казанская флора Прикамья состоит из явно влаголюбивых форм, но флороносные слои чередуются здесь с породами — индикаторами аридного климата (гипсы, доломиты и т. п.), то получим картину, сильно снивелированную по влажности климата [15].

Палеоклиматические карты, составленные на основании размещения пород-индикаторов и отражающие развитие аридных поясов Земли во времени похожи на современные климатические карты. В них наблюдается определенная закономерность — симметричное расположение аридных поясов по отношению к

Таблица 1

Размещение ископаемых галогенных отложений в современном структурном плане земной коры (количество структур)

Структура		Ангидриты, гипсы	Ангидриты, гипсы, каменная соль	Каменная соль, гипсы и ангидриты	Каменная соль, гипсы и ангидриты, хлориды калия	Каменная соль, гипсы и ангидриты, хлориды и сульфаты калия	Сульфаты натрия и магния	Всего	Типичный пример структур
Антеклизы		1	1	—	1	—	—	3	Анабарская, Волго-Уральская и др.
Платформы	Синеклизы								
	Неглубокие, расположенные в центральных частях платформы	7	12	4	2	—	1	26	Московская синеклиза, Мичиган, Иллинойс, Тиндуф и др.
	Глубокие, расположенные в окраинных частях платформы	1	—	2	4	4	1	12	Прикаспийская, Примексиканская, Польско-Германская и др.
Узкие грабены, рифтообразные впадины, авлакогены		2	—	3	8	—	—	13	Верхнерейнский грабен, Днепровско-Донецкая впадина, грабен Эфиопия и др.
Краевой предгорный прогиб		3	4	6	4	2	1	20	Предуральский, Альберта, Предкарпатский, Предальпийский и др.
Геосинклинали	Межгорные впадины	4	5	7	2	1	1	20	Ферганская, Анатолийско-Иранская и др.
	Мегаантисинклинали	—	2	1	—	—	—	3	Альпы, Анды, Атлассы
Неопределенные структуры		1	1	—	1	1	—	4	
Итого		19	25	23	22	8	4	101	

экватору на широтах преимущественно тридцатых и сороковых градусов, что легко объяснимо. Однако открытие палеомагнетизма и установление изменений положений магнитных полюсов в истории развития Земли позволили по иному осветить проблему о связи галогенеза с древними климатами.

Мы составили 26 карт распространения галогенных толщ в отдельные интервалы времени на территории Евразии, Америки, Африки и Австралии. На этих картах нанесены палеошироты по данным [23а].

Выяснилось (табл. 2), что из 222 галогенных толщ 171 (~ 77%) находятся в пределах до 30° северной и южной палеоширот, т. е. в приэкваториальной зоне. Полученные данные согласуются с результатами Брайдена и Ирвинга [4], а также П. Н. Кропоткина и Б. М. Валяева [8].

Если даже вдвое сузить палеоэкваториальную зону, т. е. принять ее пределами 15° северной и южной палеоширот, то в нее попадают такие крупные

Таблица 2

Распределение ископаемых галогенных толщ по палеоклиматическим областям (количество месторождений)

Состав галогенных пород	Предполагаемое южное полушарие					Предполагаемое северное полушарие					Всего
	Южная аридная область			Приэкваториальная область		Северная аридная область					
	60°	45°	30°	15°	0	15°	30°	45°		60°	
Ангидриты, гипсы	—	1	1	6	19	25	31	19	6	—	108
Ангидриты, гипсы, каменная соль	—	—	—	—	—	7	7	4	—	—	18
Каменная соль, ангидриты, гипсы	—	—	4	6	7	22	23	8	3	—	73
Каменная соль, хлориды К и Mg	—	—	—	—	2	6	3	2	—	—	13
Каменная соль, хлориды + сульфаты К и Mg	—	—	—	—	—	5	2	2	1	—	10
Итого	—	1	5	12	28	65	66	35	10		222
По палеоклиматическим областям	6			171			45				222

бассейны мощного соленакопления: в силуре — Мичиганская синеклиза и Пред-аппалачский краевой прогиб; в девоне — передовой прогиб Альберта, синеклизы Виллистон (Саскачеван) и Московская, Днепровско-Донецкий авлакоген; в карбоне — Парадокс и Нью-Брансуик — Ньюфаундленд; в перми — Пермская синеклиза, Предальпийский краевой прогиб и большая часть Польско-Германской окраинной впадины; в триасе — Аквитанский прогиб, предгорные прогибы Эбро, Дуэро и Тахо, месторождения Фунган и Мухэ в Китае; в мелу — впадины Кванза — Камерун и Серджиб — Алагоза и др.

Таким образом, если стать на позиции актуализма и считать, что в прошлые времена аридные пояса были расположены по отношению к экватору так же, как сейчас, то надо признать, что галогенез в древних солеродных бассейнах протекал и вне областей аридного климата. Об этом свидетельствует также схема эволюции во времени основных типов осадочных пород, составленная с учетом палеомагнетизма Брайденом и Ирвингом [4]. На этой схеме преобладающая часть галогенных толщ размещена в припалеоэкваториальной зоне, в то время как угленосные отложения во времени расположены (за исключением карбона) согласно теории углеобразования, т. е. в высоких палеоширотах гумидных климатов.

На огромной территории Африки до сих пор не обнаружены мощные солепроявления палеозойской эпохи седиментогенеза (рис. 1), отвечающей каледонскому и вариссийскому циклам тектогенеза. Как известно [23], тектоническая активность, сопровождающаяся вулканизмом, в Африке начинается в позднем триасе, затухает в юре и возобновляется в мелу, а затем продолжается в третичное, вплоть до настоящего времени. К этим временам и приурочены периоды основного соленакопления в Африке. Примеча-

тельно также, что соленосные толщи приокеанической впадины Кванза — Камерун в Африке и бассейна Серджип — Алагоза в Бразилии не только сходны по комплексу минералов и пород, но и одновозрастные (апт-сеноманские). Расположены эти бассейны по отношению к материкам так, что они еще в апт-сеномане могли представлять единый бассейн соленакопления, который впоследствии распался на разные части, как это представляли Вегенер [6-7], П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев [8]. Оба бассейна находились в мелу в палеоэкваториальной зоне, в пределах палеоширот до 15°, т. е. в области жаркого и влажного климата.

Мы считаем, что в ряде случаев галогенез происходил в обширных седиментационных бассейнах прошлого вследствие разгрузки на их дно высокоминерализованных термальных вод и продуктов вулканогенно-магматических экзогаляций. Такая разгрузка возможна лишь на тектонически активных участках в эпохи планетарных структурных перестроек поверхности земной коры, при условии полной изоляции этих участков от океана [5]. В таких условиях причиной кристаллизации галогенных минералов и, следовательно, формирования галогенных пород, с точки зрения физико-химии, было перемешивание двух рассолов, различных по степени минерализации и температур. Реальность существования этого механизма подтверждается экспериментальными работами [16], в результате которых выяснилось, что при смешении рассолов разных составов и удельного веса могут образоваться воронкообразные кристаллы галита, а также силвин на любой глубине бассейна. Возможность накопления на больших глубинах легкорастворимых солей допускал также П. И. Лунин [13].

В солеродных бассейнах прошлого галогенез мог протекать не только экзогаляционно-осадочным путем. По-видимому, существовал и другой путь — через испарение. В ряде случаев процесс испарения мог быть вторичным — наложенным, в чем можно убедиться на примере оз. Серлс, Калифорния [3].

В заключение отметим, что приоритет выдвинутой идеи о возможности экзогаляционно-осадочного соленакопления не принадлежит исследователям, не занимающимся непосредственно изучением месторождений минеральных солей. Еще Лотце в 1938 г. выделил среди современных соляных месторождений особый вулканический тип. В 1959 г. В. В. Лобанова [12] пришла к выводу о взаимодействии пирокластического материала и соляных растворов при формировании галогенной толщи Западного Азгира в Прикаспии. В 1960 г. В. В. Герасимова, посетившая месторождения минеральных солей Китая, высказала мысль, что мощные солепроявления Хубэ и Хуная своим возникновением в значительной степени обязаны глубинным факторам и что именно здесь, возможно, будет найден ключ к правильному пониманию еще не разгаданных до конца процессов солеобразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтовский М. Е. — Вопросы гидрогеологии и инж. геологии, 1962, 20.
2. Бирина Л. М. — Литол. и полезн. ископ., 1970, 6.
3. Бойко Т. Ф. — Тр. Ин-та минер., геох. и крист. редких элементов. АН СССР, 1963, 17.
4. Брайден Дж., Ирвинг Е. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии, ИЛ, М., 1968.
5. Валяев Б. М. — Литол. и полезн. ископ., 1970, 6.
- 6-7. Вегенер А. — Возникновение материков и океанов. Госиздат, М. — Л., 1925.
8. Кропоткин П. Н., Валяев Б. Н. — БМОИП, отд. геол., 1970, 45/5.
9. Кудрявцев Н. А. — Тр. Ленингр. об-ва естествоисп. 1965. XXV, 1.
10. Кудрявцев Н. А. Проблемы происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1966.
11. Личков Б. Л. — К основам современной теории Земли. Изд-во ЛГУ, 1965.
12. Лобанова В. В. — ДАН СССР, 1959, 125, 5.
13. Лунин П. И. К вопросу о направлении развития учения о морских осадках. Изд-во АН СССР, М., 1954.
14. Магницкий В. А. — Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», М., 1965.
15. Мейен С. В. — Геотектоника, 1969, 5.
16. Рауп О. Б. Международный геохим. конгресс. Тезисы докл. М., 1971, II.
17. Ронов А. Б. — В кн.: Проблемы тектоники. М., 1961.
18. Рубинштейн М. М. — Геотектоника, 1967, 2.
19. Созанский В. I. — ДАН УРСР, 1963, 2.
20. Созанский В. И. — В кн.: Проблема неорганического происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1971.

21. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. «Наукова думка», К., 1968.
22. Хайн В. Е.— Природа, 1970, 1.
23. Шуберт Ю. А. и др.— В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международ. геол. конгресса. «Наукова думка», К, 1967.
- 23а. Steeg K. M. A Review of Paleomagnetism. Earth-Science Review, п. 6, 1970, p. 369—466.
24. Kozary M. T., Dunlap I. C., Humphrey W. E.— Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1968, 88.
25. Lotze F.— Steinsalz und Kalisalze, Teil I. Berlin, 1957.
26. Stöcklin I.— Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1968, 88.

Н. А. Кудрявцев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ «ЭВАПОРИТОВ»

За последние годы не только у нас, но и за рубежом, главным образом в США и Англии, повысился интерес к происхождению ископаемых солей или, как их принято называть, эвапоритовых отложений. За рубежом толчком к этому послужило обнаружение галогенных пород (почти исключительно сульфатов кальция) в сабкхе Пиратского берега Персидского залива. Сабкха — это низменная прибрежная солончаковая равнина, едва возвышающаяся над водой залива и заливаемая ею во время приливов и сильных штормов. В межприливной зоне у поверхности сабкха сложена пористыми карбонатными породами, содержащими в капиллярах грунтовую воду, поступающую с моря. В жарком и сухом климате Персидского залива в капиллярах пород сабкхи вода нагревается и выпаривается, и в них откладываются сульфаты (снизу гипс, выше ангидрит) и в небольшом количестве, у поверхности сабкхи, — галит. Сульфаты не только заполняют капилляры в карбонатных осадках сабкхи, но также частично замещают их, образуя прослой гипса и ангидрита.

Никакие другие осадки, кроме карбонатных, в мелководной прибрежной зоне не образуются, хотя в ней есть острова, полуизолирующие отдельные зоны мелководья [17, 15]. Поэтому нет никаких сомнений, что сульфаты в сабкхе — это продукт замещения карбонатных пород, а не первичная порода. Таким образом, на сабкхах установлено существование современного процесса галогенного метасоматоза.

Аналогичный процесс происходит и на так называемых континентальных сабкхах, на поверхности выраженных солончаками. В центральной части дна одного из оврагов, прорезающих западный борт грабена Мертвого моря, оказался галит, а на периферии — сульфаты [9]. Наряду с желваковым строением многих ангидритовых прослоев в некоторых из них обнаруживается птигматитовая текстура [17, 12, 14].

Значительных накоплений галита на сабкхе нет, так как при ее затоплении морской водой во время сильных штормов корка соли на ее поверхности и в порах верхнего ее слоя растворяется. Ширина сабкхи не превышает 10 км [15], а мощность межприливных осадков на ней — нескольких футов. Однако некоторые авторы [17, 12, 15] строят гипотезы относительно образования соленосных формаций на материалах по сабкхам, ссылаясь на то, что последние в течение нескольких тысяч лет продвигались в сторону моря со скоростью 1—2 м в год, а следовательно, за миллион лет могут расширяться до 1000—2000 км [15], и что циклы осадков на сабкхах могут многократно повторяться и наращивать мощность эвапоритовых отложений.

Кроме сходства желвакового строения некоторых пластов ангидрита в соленосных формациях с ангидритами сабкхи, эта гипотеза фактическим материалом не подкреплена, и принять ее совершенно невозможно. Останавливаясь на этом вопросе более подробно не будем, так же, как и на гипотезе Л. Л. Слосса о садке солей в бассейнах с водой, расслоенной по плотности рассола. Слосс сам считает неясным, могло ли наблюдающееся в некоторых соляных бассейнах

(например, в Мертвом море) такое расслоение происходит в огромных морских солеродных бассейнах прошлых геологических эпох, и не может объяснить, как могла садиться соль из нижнего насыщенного ею слоя воды, если он был покрыт слоем разбавленной? Предполагаемое им смещение верхнего слоя ветром при мощности его хотя бы в несколько десятков метров представляется совершенно неосуществимым.

В нашей стране толчком к ревизии так называемых классических представлений о генезисе ископаемых солей послужила явно парагенетическая их связь с нефтью, проявляющаяся не только в совместном их залегании на соляных куполах и постоянном нахождении нефти и углеводородных газов в солёных районах, но и в наличии эпигенетических и массовых сингенетических включений их в самой соли в некоторых ее месторождениях. Поскольку эндогенное происхождение нефти уже давно доказано, то естественно, что и ископаемые соли надо связывать с глубокими недрами.

Уже на первом симпозиуме по соляным куполам некоторые сторонники абиогенного генезиса нефти и углеводородного газа отрицали возможность образования солёных формаций за счет выпаривания морской воды в «солеродных бассейнах». С течением времени к ним присоединяется все больше исследователей, занимающихся разведкой нефтяных месторождений в солёных районах или теоретическими вопросами геологии нефти и ископаемых солей. Однако гипотезы, выдвинутые на смену явно несостоятельной гипотезе «солеродных бассейнов», слишком разноречивы. Предполагается вынос солей и в растворе [8, 7], и в виде вулканических эксгаляций [5], и в виде вязкой массы [6]. Однако ни одна из этих гипотез не рассматривает вещественный состав солёных отложений, породы, которые их слагают, их специфические особенности и механизм образования соляных пластов. Разумеется, подобные точки зрения, сторонники которых не учитывают результатов проведенного изучения солёных формаций, могут рассматриваться лишь как возможные предположения, но не как рабочие гипотезы.

Чтобы их можно было обсуждать, например наиболее распространенное предположение о том, что на дно морских бассейнов поступают насыщенные различными солями рассолы из мантии, из которых и садятся соли, необходимо прежде всего показать, как же образуются пласты солей самых различных состава и мощности, разделенные несолевыми породами и такими специфическими для солёных формаций породами, как соляные глины, ангидритодолomite и прочие породы, переходные от солей к глинам и известнякам.

Приняв за основной механизм образования солёных формаций садку солей из глубинных рассолов, поступающих непосредственно на дно бассейна, крайне трудно представить себе, как образуются тонкие переслаивания солей с несолевыми породами. Еще труднее объяснить механизм образования разных пород, промежуточных между соляными и несолевыми. Если образование солей с небольшой примесью терригенного материала (в основном глины) еще возможно объяснить обильным приносом его ветром и реками, то возникновение промежуточных пород с преобладанием глины или доломита объяснить совершенно невозможно.

То же надо сказать и о солях, сильно «загрязненных» карбонатным материалом: растворимость CaCO_3 в воде невелика, и поэтому дать хоть сколько-нибудь значительную сингенетическую примесь к солям, выпадая из глубинного раствора, он не может. Кроме того, это «загрязнение» наблюдается не в рассеянной форме, а в виде различной величины и формы включений доломита, ангидритдоломита и даже кавернозных доломитов. Каким образом могли попасть в соль эти столь различные по форме и составу включения, автор уже писал в одной из статей [2]. Следует помнить, что солёные формации располагаются чаще всего в центральных частях седиментационных бассейнов, и поэтому принос туда с суши обломков пород сколько-нибудь значительных размеров исключается.

Необходимо также учитывать, что глубинные рассолы у поверхности Земли обычно смешиваются с грунтовыми водами и сильно ими разбавляются.

Единственный случай отложения солей из глубинных, по-видимому вулканических, источников на поверхности известен в долине Данакил в Эфиопии. Это оказалось возможным только потому, что климат здесь исключительно сухой и жаркий, а источники выходят на соляном холме Даллол, что вместе взятое исключает наличие грунтовых вод. В морских бассейнах вряд ли возможно существование таких условий, чтобы морская вода не проникала на некоторое расстояние в породы, слагающие дно. Поэтому не удивительно, что из рассолов, поступающих в мелкие впадины дна глубоководного срединного трога Красного моря, осаждаются не соль, а лишь рудные минералы, как и из вулканических вод Камчатки и Курильской островной дуги. Не отлагается соль и в глубоководной северной части Мертвого моря, в которую разгружаются сильно минерализованные воды, очевидно, глубинного происхождения, поднимающиеся по разломам, создавшим рифт залив Акаба — долина р. Иордан.

Но если растворы, поступающие на дно морских бассейнов, недосыщены солями, то как может происходить их садка? Никто из советских авторов, сторонников рассматриваемой гипотезы, на этом вопросе не останавливается. Единственно возможный механизм садки — выпаривание воды в бассейне, на которое и ссылаются П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев [1], признающие участие эндогенных соляных рассолов в образовании соленосных отложений, но по существу остающиеся целиком на позициях старой гипотезы солеродных бассейнов.

Не меняет существа гипотезы о садке солей из глубинных растворов и предположение, что на дно морских бассейнов непосредственно поступают вулканические эманации [5]. Горячие фумаролы действительно выносят некоторое количество солей, которые иногда отлагаются у их выходов. Главные составляющие этих фумарол — кислые газы (хлористый водород, сернистый газ и другие), которые могут участвовать в солеобразовании, только воздействуя на различные породы, внося в них одни элементы и вынося другие, т. е. участвуя в метасоматическом процессе. Поступающие таким путем в морские бассейны соли будут растворяться при конденсации несущего их водяного пара в грунтовых водах морского дна, и на дно бассейна могут попасть только в виде недосыщенного раствора.

Поскольку сторонники гипотезы о садке ископаемых солей из поступающих на дно бассейнов соляных рассолов любой концентрации не могут объяснить указанных выше и многих других явлений, то эта гипотеза не получила общего признания. Еще менее приемлемо предположение о поступлении солей в виде вязкой массы: оно может объяснить образование соляных куполов (и то далеко не всех), но не залегание солей в виде протяженных пластов, сохраняющих свою мощность на значительном расстоянии и переслаивающихся, нередко очень тонко, с обычными осадочными породами. Объяснить различные явления, наблюдаемые в соленосных отложениях, можно только метасоматическим замещением карбонатных и глинистых (а иногда и изверженных) пород солями.

В пользу такого происхождения ископаемых солей мы выдвинули такие доводы. Во-первых, соленакопление прошлых геологических эпох не зависело от климатических условий. Так, в Верхнерейнском грабене во время отложения калийных солей был влажный субтропический климат со средней годовой температурой 19°C [16], о чем свидетельствуют широколиственная флора и исключительно богатая фауна насекомых, в районе Верхнекамской соленосной формации климат во время ее отложения был также, несомненно, влажный, на что указывает изобилие содержащихся в ней растительных остатков, образующих местами тонкие прослойки и линзочки угля, богатый комплекс пыльцы и спор, содержащийся среди калийных пластов, и встречающиеся в калийных пластах обугленные стволы тропических деревьев. Эти деревья произрастали на берегу «солеродного» бассейна или были принесены издалека рекой, опреснявшей воду в нем до такой степени, что в ней обитали пресноводные пелициподы. Совершенно очевидно, что стволы не могли быть захоронены в калийных солях и что первоначальная порода была замещена солями (непосредствен-

но к одному из стволов прилежит галит). Во-вторых, в нерастворимом остатке солей находится до 63% углистого материала, который в таком количестве не мог быть принесен ни водой, ни ветром, а, вероятно, унаследован от обогащенных им глин; в них он в данной формации широко распространен.

Как мы уже сообщали [2, 3], все закономерности в накоплении солей, связанные с выпариванием морской воды, фактическим материалом не подтверждаются. В частности, «промежуточные бассейны», играющие столь большую роль в гипотезе «солеродных бассейнов», представляют чисто умозрительную логическую надстройку к ней, а не реальное понятие, основанное на фактических данных об оставленных ими осадках.

Мы приводили и многие другие факты, противоречащие этой гипотезе: локализация некоторых соленосных формаций в крайевых частях открытых морских бассейнов и в открытых заливах типа Бискайского, т. е. в условиях, в которых морская вода не могла концентрироваться и осаждала соли*; быстрая смена на коротких расстояниях галогенных отложений обычными морскими осадками со стеногалинной фауной; наличие в составе соленосных формаций породообразующих минералов, осаждающихся в процессе выпаривания морской воды лишь при температуре свыше 60° С, которой не могло быть в крупных морских бассейнах (ангидрит, сильвин, лангбейнит и др.); парагенетические ассоциации соляных минералов, которые садятся из выпаривающейся морской воды при совершенно различной ее концентрации, например, ангидрит и сильвин, кизерит и бишофит и др.; частое нахождение в солях гидротермальных минералов, изредка в промышленных количествах; массовые включения в солях газов очень различного состава нередко явно глубинного происхождения (CO₂, CO, SO₂, H₂ и др.), находящихся под аномально высоким давлением. О глубинном происхождении ископаемых солей свидетельствуют также массовые включения нефти в некоторых из них, как и ассоциация ее с ними в других формах. Все эти факты, несовместимые с гипотезой «солеродных бассейнов», легко объясняются метасоматическим замещением первоначально отложенных пород (карбонатных и глинистых) различными солями. В ряде случаев это замещение происходило неоднократно.

О том, что такое замещение происходило, свидетельствуют не только приведенные, но и многие другие факты. Из них в первую очередь нужно указать постоянно наблюдающиеся в разделяющих соляные пласты породах разных размеров включения солей явно эпигенетического происхождения: они распространены не только в породах, содержащих стеногалинную фауну, но и в самих окаменелостях. Как известно, количество таких включений варьирует от незначительного до резкого преобладания над первоначальной породой. Как признают и сами сторонники гипотезы «солеродных бассейнов», породы с возрастающим количеством таких включений образуют постепенный переход к солям, «загрязненным» глинистым материалом или включениями доломита и ангидрита. Непрерывные ряды промежуточных пород существуют не только между ангидритом и доломитом, между глинами и доломитами, с одной стороны, и различными солями — с другой, но и между ангидритами и каменной или калийными солями.

Углекислый кальций полностью садится из морской воды при ее солёности 15,7%, тогда как галит только при солёности 27% и более. Поэтому включения карбонатных пород в солях и солей в карбонатных породах не могут быть сингенетичным с ними химическим осадком. Не могут они быть приняты и за обломки, принесенные водой, о чем свидетельствует их неокатанность и то, что их часто находят в сотнях километров от границ соленосной формации. Это несомненные реликты первоначальной карбонатной породы, претерпевшей замещение галитом или другими солями. Не вызывает также никаких сомнений метасоматическое происхождение глинистых солей, в особенности калийных и

* О таких условиях образования соляных формаций забывают сторонники отложения солей на дне морских бассейнов из глубинных рассолов, считающие, что для этого обязательна изолированность этих бассейнов.

магниевого: принос глины водой исключает возможность садки таких солей, а принос ее ветром может обусловить образование лишь совершенно незначительных по мощности прослоев глинистых солей, поскольку пыльные бури очень непродолжительны.

Прямым доказательством метасоматического замещения первоначальных пород ангидритом и каменной солью (калийные соли, как правило, замещают не первичную породу, а уже заместившие ее различные галогенные минералы, в основном галит, в некоторых районах ангидрит и кизерит, с образованием хартзальца) являются находки в сульфатных породах, соляных глинах и даже в каменной соли некоторых соленосных районов морской стеногалинной фауны (триас района Штутгарта, соли и соляные глины Велички и Бохнии в Польше

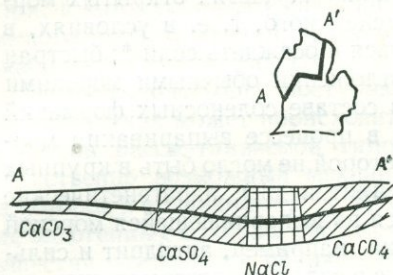


Рис. 1. Разрез части формации Детройт-Ривер (девон). Пласт бентонита (черное) прослеживается из карбонатных отложений в эвапоритовые (из статьи Л. Л. Слосса, 1969).

и ряда рудников в Трансильвании, в ангидритах палеозоя Восточно-Европейской платформы и др.). Ясно, что в рапе, из которой садится сульфат кальция и даже галит, стеногалинная фауна существовать не может. Но Ф. Б. Фледжер (материалы симпозиума «Эвапориты и нефть» — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.) пытается опровергнуть этот довод в пользу метасоматического происхождения солей. Он аргументирует тем, что в прилегающих к лагуне Охо-де-Либре (Ojo de Libre) незначительных по площади (65 км², при мощности соли не более 3 м) соляных бассейнов встречаются раковины некоторых видов моллюсков (*Chione*, *Melampus*), принесенные туда водой из примыкающей части лагуны под действием высоких приливов и продолжительного сильного ветра. Вода приносит в большом количестве, кроме того, зоостеры и растущие в соляных прибрежных болотах саликорнии. Все это встречается главным образом у песчаного барьера, отделяющего эвапоритовые бассейны от лагуны, а наибольшее расстояние от него, на котором находят в них фауну и флору, 10 км. К данным Фледжера можно добавить, что принесенная водой фауна рыб и моллюсков есть и в осадках залива Кара-Богаз-Гол, но ее распространение ограничивается участком, прилегающим к пересыхающему проливу, соединяющему залив с Каспийским морем.

Ни мощность соляной формации, достигающая в Величке нескольких сот метров, ни площадь ее распространения (сотни километров в длину и несколько десятков в ширину), ни состав фауны (сотни видов, в том числе мшанки, кораллы, пектиниды, многие в большом количестве, по А. Реуссу — миллионы), содержащейся по всему разрезу солей и соляных глин по всей площади месторождений Величка и Бохния, расположенных в 30 км друг от друга, не совпадают с условиями района лагуны Охо-де-Либре или Кара-Богаз-Гола. Фауна в солях Велички и Бохнии, несомненно, аутохтонная (то же и в Трансильвании), а не принесенная извне.

В дополнение можно назвать отмеченную Л. Л. Слоссом постепенную латеральную смену соли ангидритами, а затем карбонатными породами (сначала доломитами, затем известняками), указывающую на синхронность их осадения; на эту синхронность указывает также распространение маркирующих горизонтов и поверхностей, прослеживающихся по разрезам буровых скважин на сотни тысяч километров и многократно пересекающих при этом границы эвапоритовых «фаций». Как пример Слосс приводит бентонитовый прослой в свите Детройт-Ривер в Мичиганском соленосном бассейне; этот прослой прослеживается из каменной соли в соседние ангидриты, а из них — в карбонатные породы на сотни километров (рис. 1). Скорость отложения солей (5 см и более в год, по М. П. Фивегу, т. е. 1 м за 20 лет) в 1000 раз превышает скорость отложения известняков (1 м примерно за 20 000 лет, по Рихтер-Бернбургу). Тем не менее

бентонитовый прослой, образовавшийся из слоя вулканического пепла, т. е. отложившийся одновременно на всей площади бассейна, занимает одинаковое положение в разрезе столь различных по скоростям накопления пород, что могло произойти только в том случае, если эти скорости были приблизительно одинаковы. Объяснить данное противоречие можно, только допустив, что первоначально карбонатные породы отложились на всей площади бассейна, но впоследствии на части ее были замещены ангидритом и галитом.

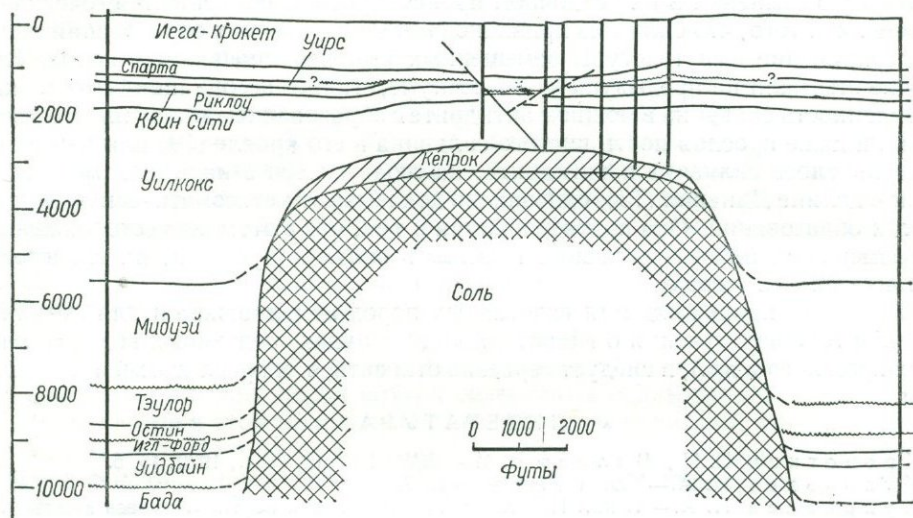


Рис. 2. Профиль через соляной купол Дэй, Техас, Медисон Каунти (по М. Борнхаузеру, 1969).

Как известно, в галогенных породах (ангидритах, гипсах, каменной и калийных солях) нередко наблюдается плейчатость и волнистость, т. е. то, что получило название птигматитовой текстуры. Она долго была загадкой для геологов-солевиков [4], пытавшихся объяснить ее возникновение в солях с позиций осадочного их происхождения. Однако она широко распространена в мигматитах, представляющих промежуточную ступень гранитизации, а также в гидротермальных метасоматических жильных образованиях, в частности в халцедоновых прожилках. Выше уже упоминалось о птигматитовой текстуре в метасоматических ангидритах сабкхи Пиратского берега Персидского залива, замещающих некоторые прослои слагающих ее современных карбонатных пород. Появление в них птигматитовой текстуры подтверждает аналогичное ее происхождение и в галогенных отложениях прошлых эпох.

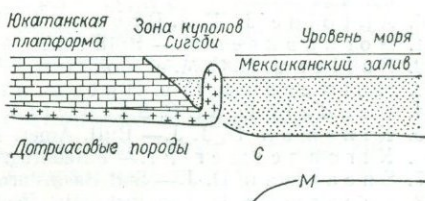


Рис. 3. Схема образования соляных куполов в глубоководной части Мексиканского залива (по Д. Антуану и У. Брайанту, 1969).

Остается отметить, что соляные купола, не нарушающие залегания вмещающих пород, есть не только в пустыне Калут на востоке Ирана, но и во впадине Голф-Кост (побережье Мексиканского залива). На рис. 2 изображен такой купол, по данным М. Борнхаузера [11]. Подобные соотношения соляного ядра с вмещающими породами могли возникнуть лишь при замещении солью боковых пород в зонах нарушений.

Заслуживает также внимания отсутствие (по геофизическим данным) пластового залегания соли в глубоководной части Мексиканского залива при наличии в ней полосы соляных куполов, что дает основание авторам работы [10] предполагать выжимание соли из-под соседнего к югу уступа Кампече в эту полосу в виде языков (рис. 3). Более правдоподобно предположение, что в данном

случае образовались только соляные купола, связанные с глубинным разломом в фундаменте, создавшим зону нарушений в осадочной толще, и в этой зоне произошло замещение слагавших ее пород солью с образованием соляных ядер, без замещения солью каких-либо слоев разреза на значительной площади.

В заключение отметим, что метасоматическое происхождение ископаемых солей обосновано достаточно, чтобы служить рабочей гипотезой. Обычные ссылки противников этой гипотезы на слоистость соляных пластов, якобы не оставляющую сомнений в их осадочном происхождении, объясняются, очевидно, недооценкой того, что одним из признаков метасоматических образований является сохранение ими текстуры замещенных ими первоначальных пород. Как мы уже отмечали на предыдущем симпозиуме, такие ассоциации солей, как вкрапленность сильвина в мощном ангидрите с образованием в нем пласта харталяца и даже прослоя почти чистого сильвина в его кровле [19] или переслаивание прослоев сильвина и ангидрита, наблюдающееся в калийном месторождении в долине Данакил [13], однозначно доказывают метасоматическую природу этих образований. Она подтверждается и тем, что в этом же месторождении, при замещении пластов сильвина галитом в зонах нарушений, их слоистость сохраняется и в галите.

Проблема происхождения галогенных пород немаловажна и для смежных отраслей геологии (учения о гидротермальных рудах, подземных водах, о климатах прошлого и др.), и следует серьезно относиться к предлагаемым ее решениям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.— БМОИП, отд. геол., 1970, 15, 5.
2. Кудрявцев Н. А.— Сов. геология, 1966, 7.
3. Кудрявцев Н. А.— В кн.: Проблемы происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1966.
4. Левицкий Ю. Ф.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 68.
5. Панов В. В., Микуцкий С. П.— В кн.: Вопр. геол. терр. БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, 1970.
6. Порфирьев В. Б.— Геол. сб., изд-во Львовского университета, 1961, 7—8.
7. Синичка А. М.— В кн.: Вопр. геол. терр. БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, 1970.
8. Созанский В. И.— В кн.: Проблема неорган. происх. нефти. «Наукова думка», К., 1971.
9. Ariei Abr. J. a. Friedman Ger. M.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, 55, 4.
10. Antoine J. W. a. Bryant W. R.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, 12.
11. Bornhauser M.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, 7.
12. Fuller J. G. C. M. a. Porter J. W.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1969, 53, 4.
13. Holwerda J. C. a. Hutchinson R. W.— Econ. Geol. 1968, 63, 2.
14. Kendall G. St. C. Skipwith P. A.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969, 53, 4.
15. Kinsman D. J. J.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, 4.
16. Kirchheimer Fr.— Paleontographica, Abt. B, 1950, 90.
17. Shearman D. J.— Salt Basins around Africa, London, 1965.
18. Shearman D. I.— Inst. Min. Met. Trans. sect. B, 1966, Bull. no. 717, 1966, 75.
19. Zwanzig W.— Kali, 1928, 22.

В. И. Созанский

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ВОПРОСАМ ГАЛОГЕНЕЗА

В результате поискового бурения на нефть и газ, проведенного в последние годы, установлено, что соляные породы очень широко распространены на земном шаре и почти все крупнейшие осадочные бассейны содержат галогенные формации, которые составляют значительную часть разреза. В верхних частях земной коры сосредоточены колоссальные количества хлористого натрия в виде каменной соли, а также в растворенном состоянии в пластовых водах.

Простые подсчеты показывают, что такое количество солей не может дать океан. А если даже допустить, что соленость первичного океана была в несколь-

Мы считаем, что выводы М. А. Жаркова недостаточно обоснованы. Если даже и допустить, что огромные залежи нефти солянокупольных регионов действительно образовались из органических остатков, накопившихся в солях во время их формирования, то в солях должен был бы встречаться углистый остаток, состоящий из углерода и высокомолекулярных обедненных водородом соединений, поскольку (согласно любой схеме органического происхождения) в нефть превращается только часть захороненного органического вещества. Таким образом, ископаемые соли в случае их формирования путем выпаривания морской воды должны были бы быть загрязнены углистой органикой. А так как древние соленосные толщи не содержат органических остатков и сложены преимущественно светлой, почти химически чистой солью, значит накопление ее не связано с выпариванием в бассейнах морской воды.

На основе анализа этих новых материалов о геологическом строении соленосных бассейнов мира и под влиянием новых идей в геологии вообще подвергнута сомнению эвапоритовая теория соленакопления и высказаны новые представления о глубинной природе ископаемых соляных толщ [10, 11, 14, 17, 19].

Заметно изменились также классические взгляды на соленакопление. Идеи о формировании солей в лагунах в настоящее время рассматриваются как анахронизм, и предложена новая схема, согласно которой накоплению солей предшествует длительная стадия метаморфизма морской воды в промежуточных бассейнах [21]. Она позаимствована у химиков-солевику и отражает технологический процесс получения поваренной соли из морской воды на сользаводах. Как пример можно привести Сакское озеро, где ведется промышленное получение поваренной соли в результате выпаривания морской воды. С этой целью Сакское озеро соединено с Черным морем каналом, который питает озеро водой. Вся территория озера разделена дамбами на ряд подготовительных и рабочих площадей. На подготовительных площадях морская вода сгущается до удельного веса $1,215 \text{ г/см}^3$, в результате чего в осадок выпадают механические примеси, карбонаты и гипсы. Затем рапу, обогащенную галитом и магниезальными солями, перекачивают насосами на рабочие площади, где при выпаривании рапы до удельного веса $1,24 \text{ г/см}^3$ осаждается 70% галита. Техническим проектом, или техническим регламентом, как называют его солевики, не рекомендуется доводить рапу до удельного веса $1,26 \text{ г/см}^3$, так как при внезапном похолодании или понижении температуры ночью могут выпасть в осадок магниезальные соли, что ведет к браку готовой продукции. Рапу, из которой частично выпал галит, перекачивают на химкомбинат для извлечения из нее брома.

Эту схему с рядом допущений принимают сторонники эвапоритовой гипотезы для объяснения условий соленакопления. Подготовительные площади они называют промежуточными бассейнами, а рабочие площади — солеродными бассейнами. Вполне понятно, что в отличие от сользаводов в природных условиях исключаются бетонные перегородки между промежуточными и солеродными бассейнами, рапокачки и обслуживающий персонал, а отсюда и сложный технологический процесс. Обычно при освещении палеогеологической обстановки соленакопления не затрагиваются условия метаморфизма морской воды и механизм осаждения солей.

М. А. Жарков [6, 7] приспособил эту новую концепцию для объяснения условий палеозойского соленакопления. Составленные им карты очень схематичны. Он не приводит каких-либо расчетов о количественном соотношении отдельных солей, отложившихся в бассейнах. Известно, например, что морская вода состоит в основном из хлоридов (88,7%), тогда как сульфаты (10,8%) и карбонаты (0,3%) играют подчиненную роль. Однако на построенных им палеогеографических схемах хлориды прослеживаются в виде небольших пятен, а гипсы и известняки занимают огромные территории, во много раз превышающие площади распространения галита. А между тем А. Б. Ронов [15] давно обратил внимание на то, что количество карбонатов, захороненных в осадках, не могло быть получено путем их осаждения из морской воды, и обосновал идею о влиянии вулканизма на карбонатонакопление. В частности, он пишет, «количество карбонатных осадков, отлагавшихся в ту или иную эпоху, прямо про-

порционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей» [15].

На глубинный источник сульфатов указывала Л. М. Бирин [2] на основании петрологических исследований палеозойских отложений центральной части Восточно-Европейской платформы.

При обосновании своих положений М. А. Жарков очень вольно обращается с фактическим материалом. Данные, которые противоречат его взглядам, он просто опускает. Так, в работе [6], освещающей палеогеологию Азии в кембрийское время, он не упоминает о проявлениях вулканизма, имевших место во время соленакопления на Сибирской платформе [20], в Южном Иране [3], Пакистане [9]. В другой работе М. А. Жаркова [7] нет указаний на наличие вулканических пород в отложениях верхнего и среднего девона Восточно-Европейской платформы [1, 8], в солях перми в США [22] и в других районах.

Прогиб, в котором активно проявляется вулканизм и одновременно идет накопление соленосных толщ, по своей геологической обстановке должен резко отличаться от усыхающего бассейна, в котором выпаривается морская вода.

Для аргументации эвапоритовой гипотезы соленакопления в геохимическом плане некоторые геологи используют оставленную американскими исследователями методику изучения включений в галите. И несмотря на то, что исследование газово-жидких включений, по словам У. А. Дира, Р. А. Хауи и Дж. Зусмана [5], приводит к «явно несуразным результатам», О. И. Петриченко и Е. П. Сливко [13] на основании этих же данных делают выводы о физико-химических условиях формирования галогенных образований Украины*.

Выполненные по нашей просьбе определения абсолютного возраста солей показывают, что по включениям в солях нельзя делать выводы об их генезисе. Высокая пластичность солей, хорошая растворимость, способность к быстрой перекристаллизации приводят к удалению и захвату различных веществ. Абсолютный возраст девонских калийных солей, отобранных из Солоницкого штока в Днепровско-Донецкой впадине, калий-аргоновым методом определен как миоценовый. Девонские соли Старобинского калийного рудника из Припятского прогиба по определениям абсолютного возраста попадают в пермские образования. Эти заниженные результаты абсолютного возраста солей свидетельствуют о нарушении равновесия между калием и аргоном, о недостатке аргона. По-видимому, тектонические подвижки и связанная с ними перекристаллизация солей приводят к удалению из нее аргона. Поскольку Солоницкий шток находится в сравнительном покое только с неогена, то только с этого времени создаются условия для накопления аргона. Из калийных солей Старобинского калийного рудника весь аргон был вынесен в промежуток времени от девона до карбона включительно и только с перми, когда территория испытывала только плавные погружения, начал накапливаться снова.

Таким образом, из данных определения абсолютного возраста аргоновым методом следует, что соль теряет газовую фазу в периоды проявления тектонических движений. Поэтому делать какие-либо выводы об условиях образования солей по включениям в них не имеет смысла, тем более, что в районах соляных куполов, откуда отбирали образцы эти авторы, наблюдаются проявления гидротермальных процессов, что, безусловно, наложило свой отпечаток.

Из фактического материала по конкретным бассейнам следует, что ископаемые мощные соляные толщи не являются эвапоритовыми образованиями, их формирование не связано с выпариванием морской воды.

* **Примечание редколлегии.** В изложении автора фраза из книги У. А. Дира и др. приобретает вид, не соответствующий оригиналу, т. к. В. И. Созанский опускает вторую половину цитируемой фразы, разъясняющую и уточняющую первую. В книге американских авторов говорится о том, что исследованные Р. Драйером, Р. Гаррелсом и А. Хоулэндом (1949) включения в галите, вероятно, «имели вторичный характер и возникли при перекристаллизации галита на глубине» (П. Пич, 1949). Но никто из отмеченных авторов не отрицает возможности использования методики исследования включений в солях. Кроме того, следует указать на то, что упоминаемые В. И. Созанским работы по изучению включений в солях относятся к 1949 г. Автор почему-то совершенно не учитывает более поздних отечественных и зарубежных исследований, посвященных данному вопросу.

Соль — вещество глубинное, она поступила в бассейн по разломам во время проявления тектонических движений. Пока не ясен механизм соленакопления. Образовались ли толщи солей путем метасоматических процессов, как представляет это Н. А. Кудрявцев, или они внедрились в земную кору в виде пластичной массы и образовали соляные диапиры, как доказывает В. Б. Порфирьев, или, может быть, вынесены в виде термальных рассолов? Проблема эта нуждается в дальнейшей разработке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бернадская Л. Г.— Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, К., 1961.
2. Бирин Л. М.— Литология и полезные ископаемые, 1970, 6.
3. Гаррисон Д. В.— В кн.: Современное положение вопроса о соляных куполах. Нефтеиздат, М.—Л. 1933.
4. Губкин И. М. Учение о нефти, ОНТИ, 1932.
5. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж.— Порообразующие минералы, 5. «Мир», М., 1966.
6. Жарков М. А.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. «Наука», 1970, III.
7. Жарков М. А.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. «Наука», Новосибирск, 1971.
8. Завидонова А. Г.— ДАН СССР, 1952, 82, 2.
9. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы, ИЛ, 1954.
10. Кудрявцев Н. А.— Сов. геология, 1966, 7.
11. Кудрявцев Н. А.— В кн.: Проблемы происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1966.
12. Кузнецова С. В. та ін.— Геол. журн., 1968, 28, 4.
13. Петриченко О. И., Сливко Е. П.— Тез. докл. Междунар. геохим. конгр. М., 1971, II.
14. Порфирьев В. Б.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, 7—8.
15. Ронов А. Б.— Геохимия, 1964, 8.
16. Созанський В. І.— ДАН УРСР, 1963, 2.
17. Созанський В. І.— Геол. журн., 1965, 25, 3.
18. Созанський В. І.— Тез. докл. II Всесоюзн. семинара по теме «Органическое вещество современных и ископаемых осадков». Изд-во МГУ, 1970.
19. Созанський В. І.— В кн.: Проблемы неорганического происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1971.
20. Узембло В. В., Яржемский Я. Я.— Труды ВНИИГалургии, «Недра», 1969, 54.
21. Фивег М. П.— Труды ВНИИГалургии, 1956, 32.
22. Jones C. L. a. Madsen V. M.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, v. 70, no. 12.
23. Pautot G. et al.— Nature, 1970, v. 227, no. 5256.

О. И. Петриченко

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ ОБ УСЛОВИЯХ СОЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Условия солеобразования в природной обстановке контролируются целым рядом физико-химических параметров, которые во многих случаях могут быть восстановлены на основании исследования включений в минералах.

Как известно, в процессе роста или перекристаллизации минералов по ряду причин происходит захват минералообразующего вещества, которое локализуется в них в виде изолированных участков. Этот захваченный материал представляет собой реликт, содержащий в себе информацию о химическом составе растворов и о термодинамических условиях минералообразования. Подобное утверждение верно только при условии полной консервации захваченного вещества во включениях на протяжении всего периода их существования. Включения с нарушенной герметичностью практически малоинформативны и представляют лишь относительный интерес. На основании специально поставленных экспериментов и данных наблюдений над включениями в природных минералах соленосных отложений можно утверждать, что включения в минералах солей обладают достаточной естественной герметичностью и вполне соответ-

вуют требованиям, которые предъявляет методика изучения этих природных объектов.

Распределение и количество включений в минерале зависит от условий их возникновения; в некоторых случаях количество микровключений в 1 см^3 составляет от 170 до 250 млн. В сильвине, например, встречаются участки, где твердые включения (галита) занимают от 7 до 15% объема всего минерала, в галите (в зональной его части) иногда объем жидких включений составляет 10—28% общего объема минерала. По конфигурации включения в минерале чрезвычайно разнообразны, но обычно преобладает форма отрицательного кристалла, округлая или прямоугольная. Встречаются трубчатые, крестовидные включения, включения в виде изогнутых или перекрученных каналов и т. д. Характерно, что чем меньше размер включений, тем форма его ближе к форме отрицательного кристалла; для крупных включений типичны неопределенные очертания.

Для исследования обычно используются включения размером от 2—3 до 200 *мкм*.

В генетическом отношении все включения в минералах солей подразделяются на две группы — первичные и вторичные.

Образование первичных включений в минерале всецело связано со временем и процессами кристаллизации минерала-хозяина; эти включения сингенетичны по отношению к кристаллу; приурочены они в основном к формам роста кристалла. Такое включение дает возможность судить только об условиях солеобразования, существовавших в период роста одной зоны, но не в целом всего минерала. Первичные включения могут быть аутигенными и ксеногенными. К аутигенным первичным включениям относятся захваченные растворы, из которых шла кристаллизация самого минерала. Все прочие включения, которые попали в минерал во время его образования, являются ксеногенными.

Вторичные включения в минералах появляются в результате проникновения постороннего вещества по трещинам или пустотам внутрь кристалла после его формирования. Захваченное таким образом вещество консервируется путем залечивания механических дефектов в кристалле. В результате внутренней перекристаллизации захваченный материал концентрируется в виде отдельной серии включений. Вторичные включения могут также нести информацию о тех условиях, которые существовали после образования минерала.

По соотношению фаз и природе захваченного материала все включения в минералах соленосных отложений систематизируются по определенной схеме, где учтено только агрегатное их состояние при комнатной температуре. Выявлены одно-, двух- и трехфазовые включения с самым различным соотношением фаз. В таблице приведены результаты исследования минералов галогенных образований Украины. Дальнейшие работы в этом направлении с учетом сведений по другим месторождениям, безусловно, внесут определенные изменения в предлагаемую схему.

Используя современные химический ультрамикрoанализ вещества и применяя физические методы исследования, можно установить с высокой точностью полный химический состав жидких, газовых и твердых микровключений в минералах солей. Для растворов включений устанавливаются также рН и *Eh*-параметры среды. Благодаря методам минералогической термобарометрии, определяются температуры минералообразования и давление внутри включений. Правильная интерпретация полученных данных в процессе исследования включений в минералах галогенных пород является хорошей основой для решения целого ряда теоретических вопросов, связанных с исследованием соленосных образований.

Результаты анализов растворов первичных включений в пегнитогенных минералах дают нам представление о химическом составе рапы древних эвапоритовых бассейнов. При систематических исследованиях по простиранию соленосных отложений, а также вкрест их простирания, можно получить данные о закономерностях изменения состава рапы как в пространстве, так и во времени. Данные о концентрации калия, магния, сульфат-иона и микроэлементов в рас-

творях дают основание говорить о степени засоленности бассейна. По результатам полного химического анализа растворов включений с учетом сведений о микроэлементах можно сделать выводы о влиянии метаморфизирующих факторов на рапу эвапоритовых бассейнов, о роли поступающих морских и подземных вод в испаряющийся солеродный бассейн. Решение этих вопросов должен облегчить изотопный анализ воды.

Систематика включений в минералах галогенных пород
(по агрегатному состоянию и по составу)

Включения	Агрегатное состояние вещества во включении	Примерный состав вещества во включении
Жидкие	Существенно жидкое	Водный раствор Нефть Водный раствор и нефть
	Жидкое с газовой фазой	Водный раствор и пар Водный раствор и смесь газов Нефть и газы Водный раствор, нефть и газы
	Жидкое с твердой фазой	Водный раствор с минералом-узником Водный раствор и ксеногенный материал Нефть и твердый ксеногенный материал
	Жидкое с твердой и газовой фазами	Водный раствор с минералом-узником и газом Водный раствор, газ и ксеногенный материал Водный раствор с минералом-узником и паром
Газовые	Существенно газовое	Газ сложного состава
	Газовое с жидкой фазой	Газ и нефть Газ и водный раствор
	Газовое с твердой и жидкой фазами	Газ и твердый ксеногенный материал Газ, твердый ксеногенный материал и раствор
Твердые	Существенно твердое	Ксеногенный материал Твердые включения неизвестного генезиса
	Твердое с газовой фазой	Ксеногенный материал и газ
	Твердое с жидкой фазой	Ксеногенный материал и водный раствор

По результатам замеров рН и Eh растворов в микровключениях, а также по наличию в них окисного и закисного железа восстанавливается окислительно-восстановительный потенциал и рН среды соленакопления.

В некоторых случаях, благодаря включениям в седиментационных минералах удается определить температуру, при которой шла садка солей. В этом отношении большой интерес представляют двухфазовые включения с минералом-узником. Уже сейчас на некоторых месторождениях нами устанавливается закономерная последовательность смены температур от начала кристаллизации галита, которая происходила при 39—43° С, до начала садки сильвина,

выпадение которого начиналось при температурах 65—70 °С. Исследовав такие включения, можно устанавливать изменение температуры в период садки одного сезонного пропластка соли.

На основании изменения содержания калия в рапе солеродного бассейна за весь период сезонной садки галита и мощности сезонного пропластка устанавливается глубина солеродного бассейна.

В растворы современных эвапоритовых бассейнов как составная часть постоянно входят растворенные газы атмосферы. Учитывая это, следует ожидать, что реликты растворов из первичных включений в седиментационном галите также несут в себе определенный объем информации о составе атмосферы в прошлые геологические эпохи.

Формирование соляной залежи — это не простое хемогенное осадкообразование; процессы докристаллизации, перекристаллизации и зарождение новых минералов в значительной степени изменяют основные черты осадков древних эвапоритов. Чаще всего исследуемые солевые образования представляют собой метаморфизованные породы, которые сохраняют лишь внешние черты первичного осадка. Особенно глубокому метаморфизму подвержены соли в некоторых солевых штоках, затронутых по периферии гидротермальными процессами. На основании исследования включений в перекристаллизованных минералах солей выделяется несколько стадий метаморфизма, начиная от условий существования их в открытом солеродном бассейне и до полной их перекристаллизации под воздействием различных внешних причин. Для каждой стадии метаморфизма характерны определенные условия преобразования осадка, что хорошо фиксируется первичными включениями в минералах солей. По результатам изучения включений в пределах одного месторождения довольно четко устанавливается место и роль процессов преобразования осадка в формировании месторождения и уточняются условия кристаллизации отдельных минералов.

Метод минералогической термобарометрии с успехом также может применяться к включениям в аутигенных минералах соленосных отложений. Это послужит дополнительным критерием для оценки полученных сведений по включениям в минералах солей. Кроме того, исследуя включения в аутигенных минералах, можно узнать новое не только о процессах формирования солевого осадка, но и о кристаллизации самих аутигенных минералов.

В целом метод расшифровки процессов галогенеза по данным исследования включений в минералах соленосных образований представляется нам весьма перспективным.

О. И. Петриченко, Е. П. Сливко, В. С. Шайдецкая

О СОСТАВЕ РАПЫ ДРЕВНИХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Сведения о составе рапы древних солеродных бассейнов представляют большой интерес в связи с решением многих теоретических и практических проблем. До сих пор этот вопрос рассматривался лишь применительно к калийным месторождениям, причем принимались во внимание ассоциации определенных солевых минералов и их соотношения. Прямых же данных о составе рапы древних эвапоритовых бассейнов, садка солей в которых прекратилась на стадии галита, у нас не было.

Для расшифровки физико-химических параметров среды солеобразования и выявления химического состава исходных растворов, из которых кристаллизовались соляные осадки, мы применили метод исследования различных включений в солях (см. статью О. И. Петриченко в этом сборнике). Укажем лишь, что все выводы, сделанные в статье относительно состава рапы солеродных бассейнов, основаны на результатах изучения исключительно первичных жидких включений в седиментационном галите.

Но поскольку мы в большинстве случаев имеем дело с каменной солью, претерпевшей различные изменения, может возникнуть вопрос, насколько достоверны данные, полученные при изучении включений вообще. Поэтому мы здесь особо подчеркиваем, что какой бы галит мы не изучали, всегда в этом минерале отыскивались реликты (под микроскопом) седиментационного галита, который легко узнать по зональному строению [1]. Именно по включениям в седиментационном галите мы получаем определенную информацию о физико-химических условиях, существовавших в бассейне.

Объектом нашего исследования был галит из каменной соли различных месторождений Украины (Днепровско-Донецкая впадина — девонская и пермская соль, Донбасс — пермская, Закарпатский прогиб — соль неогенового возраста).

Применяя ультрамикрoхимический анализ, удалось в каждом отдельном включении определить количественно содержание калия, магния, кальция, хлора и сульфат-иона в объеме десяти-тысячных и тысячных долей кубического миллиметра. Кроме того, качественно определялись двух- и трехвалентное железо, бор. В некоторых включениях замеряны рН и E_h растворов, определены состав газов и их внутреннее давление. Параллельно с жидкими включениями изучались также твердые, представляющие собой аутигенную примесь. Мы преследовали цель изучить природу и типоморфные особенности твердых включений и выявить, есть ли различия в характере проявления аутигенных минералов, сопутствующих галиту из каменной соли разного возраста, существует ли зависимость между составом жидких и твердых включений и т. д.

Состав растворов первичных включений в галите из девонской каменной соли. Исследовались образцы галита, отобранного из каменной соли Солоницкого штока, а также на площадях Грибовая Рудня и Адамовка (северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины), где соль находится в пластовом залегании.

Седиментационный галит характеризуется высокой насыщенностью первичными, исключительно однофазовыми жидкими включениями, которые имеют форму отрицательного кристалла (куба) и располагаются определенными полосами, параллельно зонам роста минерала. Размеры включений от 0,01 до 0,06 мм в поперечнике. Количественно преобладают включения минимальных размеров.

По морфологическим признакам включения в девонской соли Днепровско-Донецкой впадины существенно не отличаются от включений в галите других месторождений. Обращает на себя внимание лишь размер включений: исследуемый галит не содержит относительно крупных (больше 0,1 мм) первичных включений, тогда как зональный галит из пластовых солевых залежей девона Восточно-Европейской платформы, перми Донбасса и Приуралья, неогена Предкарпатья, ПНР и др. характеризуется наличием более крупных включений (0,1—0,3 мм).

Ультрамикрoхимический анализ растворов отдельных включений из первичного галита дает возможность определить состав рапы девонских эвапоритовых бассейнов. Для нее наиболее характерно высокое содержание кальция (в среднем 61 г/л) и необычно низкое количество калия (1,1 г/л); количество магния в среднем составляет 22,3 г/л, сульфат-ион не обнаружен.

На основании этих данных можно говорить, что рапа девонских эвапоритов Днепровско-Донецкой впадины относилась к хлоридному типу хлор-магнезио-кальциевого состава. Расчеты коэффициентов метаморфизации показали, что они типичны для вод этого типа.

Основываясь на полученных данных, можно высказать предположение о происхождении растворов девонских эвапоритов Днепровско-Донецкой впадины. Очевидно, исследуемую рапу можно рассматривать как крайнюю степень метаморфизации сульфатных вод под действием терригенного материала. Терригенный комплекс, содержащий кальций, попадая в концентрированные сульфатные воды, поглощал ионы щелочных металлов с последующей десорбцией кальция. Затем при определенной концентрации сульфат-иона параллельно

происходило образование сульфата кальция. Такая схема могла быть характерной для начального этапа метаморфизации сульфатных вод. Обеднение исходных морских вод сульфат-ионом приводило к тому, что воды постепенно становились хлоридными, т. е. десульфатизация способствовала постепенной смене состава вод от хлор-магневых до хлор-магниево-кальциевых с низким содержанием калия.

Приведенную схему метаморфизации вод древнего солеродного бассейна, существовавшего в девонское время в пределах Днепровско-Донецкой впадины, можно считать вполне приемлемой, если учитывать существование здесь подсолённого нижнедевонского терригенно-эффузивного комплекса пород [3], которые могли способствовать изменению состава исходных вод. Наличие ангидритовых отложений свидетельствует о том, что в бассейне первоначально были сульфатные воды. Можно допустить, что на метаморфизацию этих вод, проходившую в основном под действием терригенно-эффузивного материала, в значительной мере влияли метаморфизованные седиментационные хлор-кальциевые воды, а может быть, и гидротермальные растворы. Об этом свидетельствует коэффициент Са/К в рапе девонских эвапоритовых бассейнов — примерно 60. Такой коэффициент характерен больше для подземных метаморфизованных вод, чем для вод магматической деятельности, в которых отношение Са/К равно, как правило, нескольким десяткам или немного больше единицы [4, 6, 7]. Разница, как видим, весьма существенная.

Низкое содержание калия в исследуемой рапе девонских эвапоритовых бассейнов не типично для всей территории Днепровско-Донецкой впадины. Здесь в период солеобразования, по-видимому, существовал целый ряд изолированных солеродных бассейнов со своими особенностями. Эволюционное развитие некоторых из них достигало стадии садки калийных солей, о чем свидетельствует наличие микроскопических округлых и игольчатых выделений сильвина в галите.

Определенный интерес представляет магний, содержание которого во включениях равно 25—30 г/л. Благодаря присутствию этого элемента на стадии садки галита почти непрерывно образовывался доломит, на что указывают твердые включения доломита в первичном галите. Установленное нами содержание магния в рапе девонских эвапоритовых бассейнов не отличалось от его содержания в рапе современных усыхающих озер [2].

От состава рапы девонских бассейнов зависит состав твердых включений в галите. Основные аутигенные минералы здесь — карбонаты (доломит и кальцит), причем, как правило, преобладает доломит, имеющий вид правильных кристаллов размером 0,04—1,0 мм. Кальцит находится, главным образом, в виде пелитоморфных частиц. Ангидрита либо совсем нет, либо он составляет довольно незначительную примесь к ведущим карбонатам.

Состав растворов первичных включений в галите пермской каменной соли. Исследовался галит из каменной соли Артемовского месторождения (Донбасс), а также из Октябрьской, Верхнеланновской и Машевской структур Днепровско-Донецкой впадины.

В отличие от девонской соли в пермской зональный галит встречается повсеместно. Зоны довольно четкие, с относительно крупными однофазовыми включениями. Последние имеют вид вакуоли кубической формы, размер их изменяется от тысячных долей до 0,1 мм.

На основании многочисленных химических анализов растворов из этих включений установлено, что рапа пермских эвапоритовых бассейнов относилась к сульфатному типу с несколько повышенным содержанием калия.

В составе сульфатных вод в разные периоды существования солеродного бассейна происходили некоторые изменения. Так, содержание калия [составляло 10—30 г/л, магния — 14—60, кальция — 0,1—1,0, SO_4^{2-} — 12—44 г/л.

Интерпретация полученных результатов показала, что по отношению к составу вод современных водоемов морского происхождения рапа пермского солеродного бассейна характеризовалась несколько пониженным содержанием

сульфат-иона. На это указывает отношение Cl'/SO_4'' , которое изменяется от 7 до 18 (среднее — 13) в отдельных включениях. Для сравнения укажем, что в современных усыхающих морских бассейнах на стадии садки галита отношение Cl'/SO_4'' равно 6,3.

В связи с тем, что основным компонентом, который дает возможность определить химический тип раствора, является сульфат-ион, на нем остановимся подробнее. Определение SO_4'' проведено в растворах многих включений седиментационного галита. Содержание SO_4'' в среднем 24—28 г/л, но в растворах отдельных включений в одном зональном кристалле или зерне галита количество сульфат-иона меняется в широких пределах. Обычно такое изменение прослеживается от центра кристалла к его периферии. Это можно увидеть на примере зонального галита из Артемовского месторождения. Установлено, что кристалл галита зарождался в растворе с содержанием SO_4'' 8—9 г/л, а на конечной стадии кристаллизации этого минерала содержание сульфат-иона в растворе возросло до 35 г/л. Такое резкое увеличение концентрации сульфат-иона (как, впрочем, и некоторых других ионов) может указывать на незначительную глубину пермского солеродного бассейна.

Относительно высокое (по сравнению с растворами включений девонского галита) содержание калия и магния (в среднем соответственно 20 и 43 г/л) свидетельствует о том, что рапа находилась на стадии насыщения этими элементами.

Учитывая такой состав рапы, можно полагать, что в отдельных изолированных участках бассейна в результате полного испарения рапы образовывались калиеносные отложения хлоридно-сульфатного состава. В связи с этим закономерно выявление сильвина, карналлита, каинита, бишофита и других минералов на локальных участках среди пермских отложений [5].

В соответствии с сульфатным составом рапы пермского бассейна, из которой кристаллизовался галит, постоянным его аутигенным минералом-спутником является ангидрит. Твердые включения ангидрита имеют вид вытянутых пластинок, иголок, удлиненнопризматических кристаллов и микрозернистых агрегатных скоплений округлой и неправильной формы. Карбонаты (доломит и кальцит) находятся в незначительном количестве как примесь к ведущему ангидриту.

Наряду с кристаллами доломита, которые имеют форму тупого ромбоэдра, в пермской соли появляются кристаллы доломита в форме острого удлиненного ромбоэдра в комбинации с пинакоидом, чего не наблюдаем в соли девонского возраста. Встречаются кристаллы доломита, имеющие псевдооктаэдрический габитус, обусловленный почти равным развитием ромбоэдра и пинакоида, а также доломит в форме шестиугольных пластинок (за счет преимущественного развития граней пинакоида).

Отмеченное неодинаковое количественное соотношение, а также различные типоморфные признаки аутигенных минералов из галогенных отложений разного возраста свидетельствуют о специфических особенностях гидрохимического режима при отложении каменной соли в девонском и пермском солеродных бассейнах.

Состав растворов первичных включений в галите из неогеновой каменной соли. Исследовались образцы седиментационного галита Солотвинского месторождения в Закарпатье. Результаты анализов растворов из микровключений в этом галите дают возможность судить о стадии осолонения древнего бассейна и о химическом составе рапы, из которой шла садка солей.

Рапа солеродного бассейна относилась к сульфатному типу с постоянным соотношением основных компонентов — калия, магния и сульфат-иона. В зависимости от стадии осолонения концентрация этих элементов изменялась в следующих пределах (г/л): калия — от 12 до 25, магния — от 20 до 37, сульфат-иона — от 24 до 46. Среда характеризовалась окислительными условиями рН — $5,4 \pm 0,3$.

Изучение показало, что изменение концентрации основных компонентов в рапе неогенового эвапоритового бассейна характерно даже для одного летне-осеннего сезона. Это свидетельствует о незначительной глубине бассейна (согласно расчетам, 2,5—4,0 м).

Судя по высокой концентрации калия (до 25 г/л) и магния (до 50 г/л) в рапе, можно полагать, что бассейн находился на стадии, предшествовавшей кристаллизации калийных солей. Поэтому не исключена возможность находок этих солей в определенных районах бассейна. Основываясь на соотношениях калия, магния и сульфат-иона, можно говорить, что следующим в порядке кристаллизации минералом после галита в предполагаемых калийных отложениях должен быть сильвин.

Твердые (аутигенные) включения в галите из каменной соли Солотвинского месторождения представлены главным образом сульфатами (ангидрит, гипс), что вполне согласуется с составом рапы солеродного бассейна.

Следует обратить внимание на наличие в седиментационном галите исключительно однофазовых жидких включений; сам по себе этот факт позволяет утверждать, что температура рапы бассейна не поднималась выше 45°.

Подводя итог изложенному, отметим, что по включениям в седиментационном галите из различных по возрасту соляных месторождений Украины впервые получены объективные данные, которые способствуют воспроизведению физико-химических условий образования соленосных толщ.

В девонское время в пределах Днепровско-Донецкой впадины существовал солеродный бассейн, воды которого имели хлор-магниевый-кальциевый состав (хлоридный тип растворов). Пермский солеродный бассейн Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса характеризовался уже иным составом рапы: она относилась к сульфатному типу с более высоким по сравнению с девонской рапой содержанием калия и магния. Рапа Закарпатского неогенового солеродного бассейна относилась также к сульфатному типу.

ЛИТЕРАТУРА

1. В а л я ш к о М. Г.— Минералог. сб. Львов. геол. об-ва, 1952, 5.
2. В а л я ш к о М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
3. В и т е н к о В. А.— Черниговская опорная скважина. Опорные скважины СССР, вып. 1. Госгеолтехиздат, М., 1960.
4. К а п ч е н к о Л. Н.— Литология и пол. ископ., 1966, 4.
5. К о р е н е в с к и й С. М. и др. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. «Недра», М., 1968.
6. У а й т Д. Е.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. «Мир», М., 1965.
7. Э л л и с А. Дж. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. «Мир», М., 1970.

В. Н. Утробин

ПОЛОЖЕНИЕ И РОЛЬ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СРЕДИ МОЛАСС ПРЕДКАРПАТСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Миоценовые отложения Предкарпатского краевого прогиба на территории СССР представлены разнообразными по составу и условиям отложения толщами, относящимися к группе или ряду формаций моласс. Как известно, внутри группы орогенных формаций моласс краевых прогибов обычно выделяются нижние и верхние молассы. Для подгруппы нижних моласс, которые формируются в начале орогенного этапа развития складчатых областей, характерно распространение терригенных флишидных морских, реже соленосных формаций. Подгруппа верхних моласс образуется в позднюю стадию орогенного этапа и характеризуется широким развитием континентальных, озерно-лагунных и

в вулканогенных формаций. Все формации Предкарпатского прогиба на территории СССР образовались в раннюю стадию орогенного этапа развития Внешнекарпатской позднеальпийской геосинклинали и представлены терригенными флишоидными, морскими или терригенно-соленосными формациями, принадлежащими к подгруппе нижних масс.

У исследователей пока нет единого мнения о выделении отдельных формаций, их подгрупп и осадочных комплексов среди моласс Предкарпатского прогиба [1, 2, 5, 9, 14, 17].

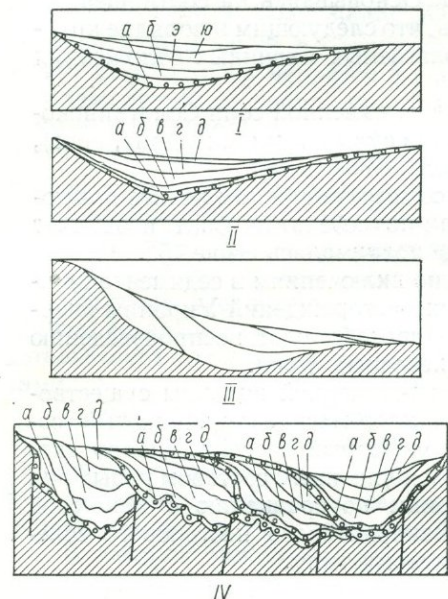


Рис. 1. Схема строения осадочных комплексов:

I — трансгрессивный осадочный комплекс; II — регрессивный осадочный комплекс; III — смещенный осадочный комплекс (по В. М. Муратову [6]); IV — смещение регрессивных осадочных комплексов в Предкарпатском прогибе.

а, б, э, ю — слои, залегающие трансгрессивно и образующие краевое несогласие; в, г, д — слои, залегающие регрессивно. Кружочки — поверхности несогласного залегания.

и прилегающих районах платформы образуют ряд динамических осадочных комплексов, сформировавшихся на протяжении отдельных циклов определенного типа колебательных движений земной коры. Эти комплексы таксометрически относятся к более низкому порядку, чем геосинклинальный или орогенный структурные комплексы складчатых областей. Орогенный комплекс или вся группа формаций моласс в Предкарпатском прогибе состоит из ряда таких мезокомплексов. В то же время эти комплексы могут рассматриваться как крупные стратиграфические единицы региональной шкалы, охватывающие толщу осадков большой мощности и связанных общностью развития. По объему выделяемые нами комплексы соответствуют либо отдельному ярусу, либо подъярусу международной стратиграфической шкалы.

В основании разреза миоценовых отложений Бориславско-Покутской подзоны четко обособляется нижняя терригенная сероцветная флишоидная формация, соответствующая поляницкой свите. Особенностью литологического состава этой формации является то, что она сложена ритмично чередующимися флишоидного типа песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Как правило, карбонатные породы, аргиллиты и алевролиты серые, синевато-серые или синевато-зеленоватые.

В разрезе формации достаточно четко обособляется нижняя трансгрессивная часть, представленная базальными конгломератами, гравелитами,

При изучении миоценовых отложений Предкарпатского прогиба установлено, что в их разрезе в соответствии со взглядами Н. С. Шатского [16], Н. П. Хераскова [15], Н. М. Страхова [10] могут быть выделены отдельные крупные парагенезисы пород, отличающиеся своим составом, происхождением и различным распространением. Эти парагенезисы образуют самостоятельные геологические тела, приуроченные к различным тектоническим зонам. Все это дает основание выделять среди моласс Предкарпатского прогиба отдельные конкретные самостоятельные формации. Некоторые исследователи [6, 12] в основу выделения формаций кладут не парагенезисы пород, а связь с этапами тектонического развития, границами их они считают тектоно-денудационные перерывы. Под формациями они понимают природные осадочные комплексы, соответствующие циклам осадконакопления. В зависимости от внутренней структуры и взаимоотношения с подстилающими породами обычно выделяют [6] три типа комплексов: трансгрессивный, регрессивный и смещенный (рис. 1).

Отдельные формации или несколько формаций в Предкарпатском прогибе

песчаниками и главным образом серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, переслаивающимися с кварцевыми песчаниками или алевролитами. Верхняя регрессивная часть формации характеризруется более грубозернистым составом пород и преобладанием песчаников над алевролитами и более частыми прослоями гравелитов и конгломератов. Несмотря на ритмичное чередование отдельных типов пород, приближающееся по своему характеру и текстуре к флишевому, для этой формации нехарактерны (за редким исключением) градационная слоистость и типичные флишевые текстуры.

Образование этой формации происходило в условиях своеобразного узкого морского бассейна, протягивающегося вдоль воздымающихся Карпат. Бассейн, где отлагалась поляницкая свита, соединялся с морями нормальной солености, но в него впадали многочисленные реки с дельтами. Однако к концу времени ее отложения эти связи стали сокращаться. По литологическому составу пород поляницкой свиты и вертикальному распределению фораминифер [8, 11] установлено наличие трансгрессивной внизу и регрессивной вверху частей разреза. Это позволяет рассматривать описываемую формацию как единый осадочный комплекс, сформировавшийся на протяжении одного регрессивного цикла колебательных движений. Следует заметить, что если нижняя, трансгрессивная часть в этом комплексе выражена достаточно четко, то верхняя, соответствующая воздыманию, представлена не полно.

Выше терригенной флишеидной формации в пределах Бориславско-Покутской подзоны прогиба обособляется и **н и ж н я я т е р р и г е н н о - с о л е н о с н а я ф о р м а ц и я**, представленная породами нижеворотыщенской, загорской и слободской подсвит.

Нижняя часть формации слагается в основном серыми и темно-серыми известковистыми песчанистыми засоленными или загипсованными глинами с прослоями песчаников, алевролитов, реже конгломератов и гравелитов. Наряду с песчано-глинистыми породами значительная роль в составе формации принадлежит пластам, линзам, пачкам и целым толщам галита, гипса, ангидрита, реже калийных солей. Отдельные пласты, пачки, линзы солей, ангидритов и гипса встречаются во всем разрезе, преобладая в верхней его половине. В некоторых районах среди пород нижней части формации встречаются свинцово-цинковые оруденения, широко распространены пирит, целестин, барит, магнезит.

Верхняя часть формации, представленная на северо-западе прогиба загорской подсвитой, слагается в основном терригенными, иногда засоленными и загипсованными породами (конгломераты, гравелиты, песчаники и др.). Причем конгломераты, гравелиты и песчаники преобладают в разрезе. Среди пород верхней части формации встречаются прослои, линзы, отдельные пачки галита, гипса и ангидрита, иногда калийных солей в промышленных концентрациях.

На юго-востоке Бориславско-Покутской подзоны верхняя часть формации представлена мощной толщей (до 500—600 м) слоистых достаточно отсортированных слободских конгломератов. Конгломераты откладывались в мелководных условиях дельты реки Коломыи, впадавшей в относительно глубоководный засоленный бассейн. Нижняя часть формации характеризуется тем же комплексом мелкорослых планктонных фораминифер, что и описанная уже формация [8, 11, 17]. Наличие этого комплекса указывает на возможную связь существовавшего в это время полузамкнутого засоленного бассейна с морем нормальной солености. Верхняя часть формации крайне бедна микрофауной и кроме примитивных песчаных фораминифер содержит радиолярии, шаровидные тельца и спиккулы губок. Характер изменения литологического состава нижней терригенно-соленосной формации, вертикальное изменение состава фораминифер свидетельствуют о том, что в нижней части залегают трансгрессивные сильно засоленные породы, а верхняя, регрессивная, представлена в основном терригенными породами. Эта формация представляет собой единый осадочный комплекс, образовавшийся под влиянием сначала общего погружения всего воротыщенского бассейна и прилегающей суши, а затем воздымания этих районов.

Нижняя терригенно-соленосная формация во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба перекрывается **с р е д н е й т е р р и г е н н о - с о л е н о с**

ной и затем пестроцветной песчано-глинистой формации. Первая из них соответствует верхневортыщенской подсвите и фациальному ее аналогу на юго-востоке прогиба — добротовской подсвите, или слоям, а вторая — стебникской свите.

Средняя терригенно-соленосная формация, как и нижняя, полифациальна. В центральной и северо-западной частях Внутренней зоны прогиба она сложена главным образом серыми неизвестковистыми и слабо известковистыми, часто засоленными глинами, глинистыми брекчиями с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, галита, ангидрита, гипса и реже калийных солей. На юго-востоке прогиба для этой формации характерно ритмичное флишеидное чередование серых, темно-серых песчаников, алевролитов и глин. В добротовских слоях на нижней поверхности песчаников в ряде мест встречены отпечатки трещин усыхания, знаков течения и ряби и многочисленные следы наземных животных и птиц, указывающие на мелководные дельтовые условия их отложения [1].

Пестроцветная песчано-глинистая формация складывается чередованием серых кварцевых мелко- и среднезернистых песчаников и красноцветных, реже пестроцветных глин, алевролитов, реже мергелей. На северо-западе прогиба среди пород этой формации встречаются конгломераты и гравелиты. Для пород свиты, особенно верхней ее части, характерно наличие прожилков и кристаллов гипса и журавчиков кальцита. На поверхности песчаников встречаются трещины усыхания, капли дождя, следы птиц. Для пород верхневортыщенской подсвиты характерно наличие, кроме мелких планктонных фораминифер пляничко-нижневортыщенского типа, значительного количества радиолярий, обломков спикул кремневых губок и агглютинированных фораминифер [8, 17]. Стебникская свита характеризуется более богатым комплексом микрофауны, который распределен неравномерно. Наряду с планктонными типично миоценовыми фораминиферами встречаются также скопления остракод, харовых водорослей, своеобразных дисковидных образований. Разрез свиты заканчивается опресненной зоной *Porosonion insignis*, в которой встречаются остракоды и харовые водоросли [8, 17]. Средняя терригенно-соленосная и пестроцветная песчано-глинистая формации образуют единый четко выраженный осадочный комплекс, связанный с регрессивным циклом колебательных движений. Он начинается с общего погружения и трансгрессии в поздневортыщенское и добротовское время и заканчивается образованием аллювиальной равнины и пресноводных озер в конце отложения стебникской свиты. На широкую трансгрессию в начале отложения этого комплекса указывает пространственное распространение формации. Так, если лежащий ниже II осадочный комплекс распространен только в Бориславско-Покутской подзоне и границами его на юго-западе был Предкарпатский глубинный разлом, а на северо-востоке — разлом между Бориславско-Покутской и Самборской подзонами прогиба, то описываемый III комплекс распространен в пределах почти всей Внутренней зоны.

Средняя терригенно-соленосная формация образовалась в условиях обширного (шириной не менее 120—150 км) вытянутого вдоль Восточных Карпат замкнутого засоленного морского бассейна, который не был связан с морями нормальной солености и на северо-западе рассматриваемой части прогиба имел, вероятно, довольно значительную глубину. На юго-востоке прогиба, в области распространения добротовской подсвиты, глубина бассейна была незначительной и сюда, в пределы надводной и подводной частей дельты, поступало большое количество терригенного материала, приносимого рекой с Коломыйской древней эрозийной долины [13].

Вторая половина III осадочного комплекса, соответствующая формированию пестроцветной песчано-глинистой формации, знаменуется некоторым общим воздыманием всей территории Карпат и прилегающих районов платформы и уменьшением глубины бассейна. Бассейн, в котором шло отложение этой формации, был мелководный, временами распадался на многочисленные то опресняющиеся, то осолоняющиеся водоемы, представляющие собой дельты рек и

ручьев и разделенные плоской аллювиальной равниной и надводными участками дельт. В отдельные моменты, когда погружение не полностью компенсировалось осадконакоплением, отдельные водоемы объединялись в бассейн, который то несколько осолонялся, то опреснялся. Иногда он соединялся с морями нормальной солености. Однако такие связи были кратковременными.

В Самборской подзоне пестроцветная песчано-глинистая формация почти повсеместно перекрывается сначала верхней терригенно-соленосной (соответствующей калушской соленосной толще), а затем пестроцветной песчано-глинистой озерно-дельтовой (соответствующей баличской свите) формациями.

По своему составу верхняя терригенно-соленосная формация мало отличается от описанных выше терригенно-соленосных формаций. Особенностью ее является то, что в ее составе на значительной части территории Предкарпатья, от района р. Стрыя до р. Прута, галогенные породы (галит, ангидрит, гипс, калийные соли) преобладают над терригенными, в других же районах их часто нет. На крайнем северо-западе Самборской подзоны породы этой формации четко не выделяются и представлены песчано-глинистой толщей, относимой обычно к нижней части баличской свиты. В ряде мест там эта толща содержит прослой и линзы ангидритов и гипсов.

Как показали исследования К. В. Скворцовой, в районе Калуша среди пород этой формации встречаются прослой и пласты песчано-глинистых пород, содержащих довольно богатый комплекс фораминифер, свидетельствующий о кратковременной связи с морем нормальной солености.

Песчано-глинистая озерно-дельтовая формация (за исключением самой верхней части) состоит из чередующихся песчаников, алевролитов и глин. Наряду с флишоидными пачками в ее разрезе часто встречаются толщи массивных песчаников или глин с прослоями алевролитов. На крайнем северо-западе Самборской подзоны в составе формации значительное место (особенно в верхней ее части) занимают гравелиты и конгломераты (радычские конгломераты). В целом породы этой формации пестроцветные, преобладают серые, зеленые, зеленовато-серые, коричневатые-серые цвета, однако есть красные, вишневые и коричневые глины. В самой нижней части формации обнаружены в районе Калуша и Добромиля два маломощных прослоя туфов и туффитов, а также линзы и прослой ангидритов и гипсов. В остальной же части разреза встречаются только небольшие включения, прожилки и кристаллы гипса. В нижней части формации непосредственно под туфами нами найдены прослойки глин, обогащенные планктонными фораминиферами, указывающие на восстановление связей с морем нормальной солености (зона *Globigerina bolii*, выделяемая Л. С. Пишвановой).

Самая верхняя часть описываемой формации, образовавшаяся в условиях пресного озера, имеет ограниченное распространение и слагается серыми, темно-серыми тонкослоистыми глинами, содержащими многочисленную фауну мелких пресноводных гастропод и остракод (зона *Quingueloculina distorta*) и обуглившиеся растительные остатки.

Верхняя терригенно-соленосная и песчано-глинистая озерно-дельтовая формации образуют следующий, IV осадочный комплекс, который начинается с интенсивного погружения только Самборской подзоны и отложения в условиях трансгрессии калушской соленосной толщи и нижней части баличской свиты. Это погружение сменяется поднятием и отложением дельтовых мелководных осадков большей части баличской свиты. Терригенно-соленосная формация отлагалась в относительно глубоководном засоленном почти замкнутом бассейне, а песчано-глинистая — в условиях дельт рек, аллювиальных равнин и пресного озера.

Нижнетортонский, V осадочный комплекс слагается морской песчано-глинисто-известняковой формацией. Образование этого комплекса началось с интенсивного скачкообразного погружения и обширной морской трансгрессии во время отложения барановских слоев. В послебарановское время произошло поднятие большей части прогиба и смещение

области осадконакопления на Подолию, где образовался узкий морской залив [4]. В самом конце отложения этого комплекса произошло опреснение бассейна и сокращение его размеров.

Верхнеторгонский, VI осадочный комплекс начался с образования *соленогно-гипсоангидритовой* (тирасская свита) *формации*, которая перекрывается морской сероцветной *песчано-глинистой* и *терригенно-угленосной* *формациями*. Изучение условий отложения первой из них показывает, что она образовалась вследствие интенсивного скачкообразного погружения и обширной трансгрессии [3, 7], в большом засоленном замкнутом морском бассейне на глубинах от 1—50 м (ангидриты и гипсы) до 700—1000 м (соли в Коломыйской древней долине). В конце отложения этого комплекса (терригенно-угленосная *формация*) бассейн резко уменьшился в размерах и обмелел, сохранившись только на крайнем юго-востоке Внешней зоны, а окружающие его районы, особенно Карпаты, испытали поднятие.

Нижняя часть сарматского яруса, представленная *опресненной песчано-глинистой* (в прогибе) и *песчано-известняковой* (на платформе) *формациями*, образует VII — регрессивный осадочный комплекс.

В подгруппе *формаций* нижних моласс Предкарпатского прогиба галогенные отложения составляют значительную часть разреза. В нижнем миоцене эти *формации* образуют большую часть разреза, достигая мощности 1500—2500 м. В среднем и верхнем миоцене есть одна галогенная *формация* незначительной мощности (от 5—10 до 250 м), но широко распространенная.

В целом *терригенно-соленосные* *формации*, развитые во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба, характеризуются полифациальным составом. Значительная роль в их составе принадлежит *терригенному* материалу. По простиранию на некоторых участках эти *формации* полностью слагаются *терригенными*, часто грубообломочными породами (конгломераты, песчаники). Так, нижняя *терригенно-соленосная* *формация* на юго-востоке прогиба почти полностью замещается слободскими конгломератами, а средняя *терригенно-соленосная* — флишовой толщей добротовской подсветы. В районах развития *соленосных* фаций в составе такого рода *соленосных* отложений преобладает *терригенный* материал. Соли не только образуют пласти, линзы, прослои, пачки, а пропитывают глины, цементируют алевриты, песчаники, гравелиты, конгломераты и брекчии. В состав цемента наряду с солями часто входят значительные количества ангидритов и гипсов. В прослоях и пачках солей и ангидритов *терригенный* материал также составляет значительную часть пород, и только в редких случаях встречаются чистый галит, калийные соли и гипсы. Из галогенных пород основными породообразующими минералами являются галит, ангидрит и гипс, калийных же солей мало, распространение их ограничено. Причем закономерности в распределении солей, гипсов и ангидритов по разрезу не наблюдается. Для этих *формаций* характерно отсутствие карбонатных и доломитово-ангидритовых пород. Из изложенного выше следует, что отложение обломочного материала происходило одновременно с садкой галогенных пород. Вместе с поверхностными пресными водами в бассейны поступало громадное количество *терригенного* материала. Таким образом, для *терригенно-соленосных* *формаций* характерно одновременное отложение как галогенных, так и обломочных *терригенных* пород.

В результате изучения тектонических условий формирования *терригенно-галогенных* *формаций* и осадочных комплексов установлено, что галогенные *формации* образуют нижнюю трансгрессивную часть регрессивных комплексов. Образование их происходило как в условиях резкого скачкообразного погружения, так и после, вероятно, некомпенсированного прогибания относительно узких, вытянутых вдоль поднимающихся Карпат, бассейнов. Эти бассейны, особенно в олигоцен-нижнемиоценовое время, совпадали с узкими прогибами или грабенами, ограниченными разломами. Если учесть амплитуды надвигов и складчатость миоценовых отложений, ширину бассейнов, в которых происхо-

дило отложение нижней, средней и верхней терригенно-соленосных формаций, условно можно определить соответственно как минимум в 60—80, 120—150 и 40—100 км. Протяженность же этих бассейнов составляла многие сотни (500—800) километров.

Глубина этих своеобразных внутренних бассейнов не была, вероятно, на всем их протяжении постоянной. В районах, где отлагались слоистые частично отсортированные конгломераты (например, слободские или трускавецкие) и флишoidные толщи (добровотская подсвита), глубины бассейнов были незначительными (0—25—50 м), что подтверждается находками отпечатков следов наземных животных и птиц. Такого рода ритмичные отложения в фациях конгломератов и флишoidных песчано-глинистых пород отлагались в надводной и подводной частях дельт древних рек. Глубина отложения галогенно-терригенных фаций была, вероятно, более значительной и изменялась от нескольких десятков до нескольких сот метров.

Соленосно-гипсоангидритовая формация отложилась также в результате резкого скачкообразного погружения, которое охватило большую часть Самборской подзоны, Внешнюю зону и обширные районы края платформы. Ширина этого бассейна местами достигала 150—200 км, а глубина на большей части территории изменялась от 2—3 до 50—100 м. В условиях мелководья отлагались гипсы, в пределах некоторых погруженных участков и древних эрозионных долин на глубинах от нескольких сот до 1000 м — глины с включениями галита и галит с примесью терригенного материала.

При изучении палеогеографических условий в конце олигоцена и в нижнем миоцене установлено, что морские замкнутые и полузамкнутые бассейны, в которых формировались первые четыре осадочных комплекса, были окружены как со стороны Карпат, так и платформы высокой расчлененной суши. Высота суши над уровнем нижнемиоценовых морей в пределах платформы превышала 1000 м. Суша была расчленена глубокими древними эрозионными долинами, по которым реки выносили большое количество терригенного материала [13]. Карпаты в это время представляли собой расчлененное низкогорье.

Спорово-пыльцевые комплексы, которые изучала Н. Я. Шварева, свидетельствуют о том, что в Предкарпатском прогибе и примыкающих к нему районах в конце олигоцена и на протяжении почти всего нижнего и среднего миоцена был теплый влажный гумидный климат. Лишь в конце бурдигальского и начале гельветского веков, т. е. во время отложения стебникской и частично баличской свит, климат стал более жарким и сухим. Небольшое похолодание и увеличение влажности отмечается в тортоне и сармате. Таким образом, климатические условия, существовавшие в миоцене Предкарпатья, не способствовали образованию там солеродных бассейнов. Большое количество терригенного материала в миоценовые бассейны Предкарпатского прогиба приносилось пресными водами, что должно было приводить не к осолонению их, а, наоборот, к опреснению, что в действительности и происходило во время отложения стебникской, баличской и верхневоротыщенской свит. Полное отсутствие фауны, распределение и характер микрофауны в терригенно-галогенных формациях указывают на то, что за исключением времени отложения поляницкой свиты и нижневоротыщенской подсвиты внутренние моря или бассейны, в которых шло формирование этих формаций, не имели связи с морями нормальной солености. Если же такие связи временами устанавливались, то отлагались в основном терригенные, а не галогенные осадки.

Следует считать, что основная масса солей соленосных моласс Предкарпатского прогиба не могла поступать в бассейны из морей нормальной солености или пресных вод с суши. Несомненно, такого рода источники солей существовали, но они не были главными, определяющими. Палеогеографическое изучение всего Предкарпатского прогиба и примыкающих к нему районов показывает, что там нет промежуточных бассейнов, в которых бы отлагались карбонатные породы (известняки и доломиты) и происходила концентрация растворов. Если бы галогенные породы образовались за счет испарения морских вод, то их образование должно было бы приурочиваться не к трансгрессивной, а к

регрессивной части осадочного комплекса. В действительности же все галогенные формации образовались во время трансгрессий. Кроме того, мало вероятно образование высокоминерализованных вод и солеродных бассейнов во время трансгрессий, когда поступало большое количество морской воды из морей нор-

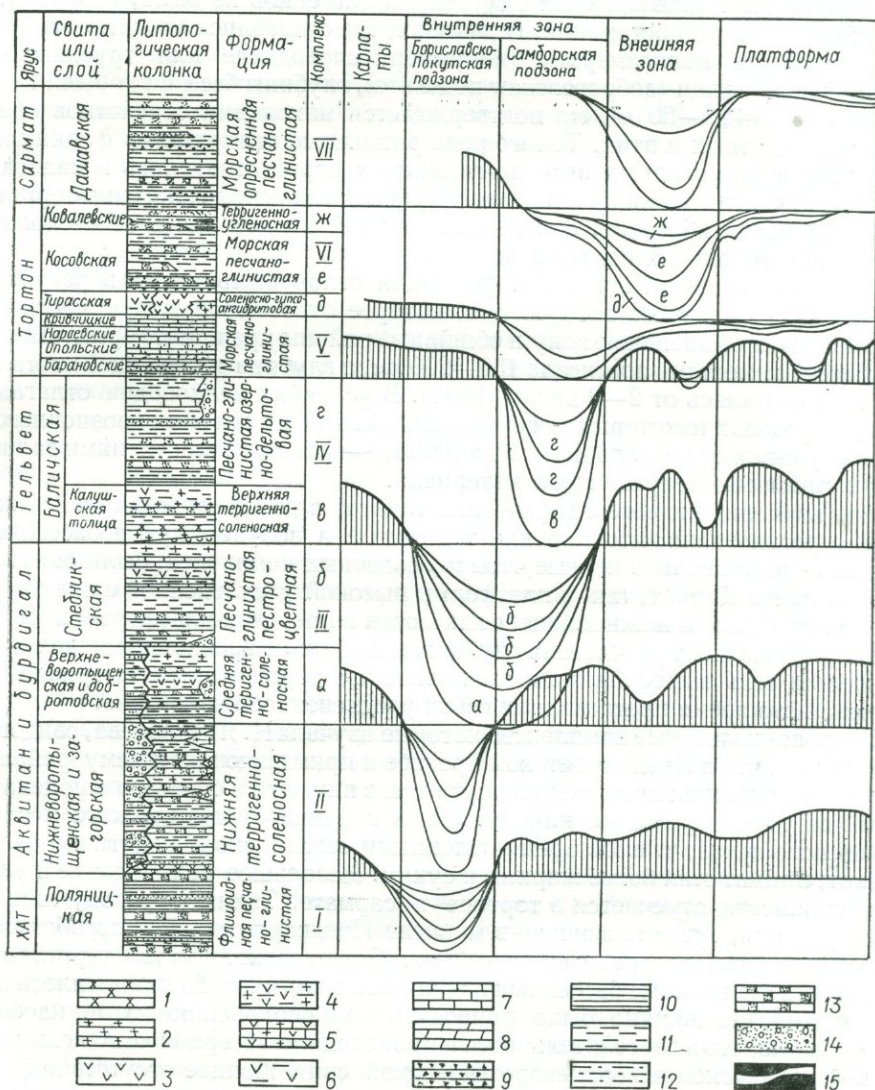


Рис. 2. Схематический разрез миоценовых осадочных комплексов и формаций Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. (Составил В. Н. Утробин, 1970 г.):

1 — калийные соли, 2 — галит, 3 — гипсы и ангидриты, 4 — глины загипсованные и засоленные, 5 — песчаники загипсованные, засоленные, 6 — алевролиты загипсованные, засоленные, 7 — известняки, 8 — мергели, 9 — туфы и туффиты, 10 — аргиллиты, 11 — глины, 12 — алевролиты, 13 — песчаники, 14 — конгломераты и гравелиты, 15 — уголь.

мальной солености и пресных вод с суши — в условиях влажного климата, так как испарение не могло превышать притока новых вод.

Все вышеизложенное дает основание считать, что основная масса солей в солеродные бассейны Предкарпатского прогиба поступала при излиянии высокоминерализованных рассолов их глубоких горизонтов земной коры в верхней части мантии. Приуроченность соленосных формаций к трансгрессивным частям осадочных комплексов дает основание предполагать, что излияние высокоминерализованных вод происходило во время прогибания дна этих бассейнов.

Такого рода растворы из глубин земли поступали, вероятно, по зонам глубинных разломов. Пространственная приуроченность соленосных формаций говорит о том, что во время отложения нижней терригенно-соленосной формации высокоминерализованные телетермальные воды поступали в придонную часть бассейна за счет подтока их по зоне Предкарпатского глубинного разлома, как по юго-западной, так и по северо-восточной его ветвям. При отложении средней соленосной формации такая миграция происходила, вероятно, вдоль юго-западной ветви Предкарпатского и Стрыйскому глубинному разлому. Во время

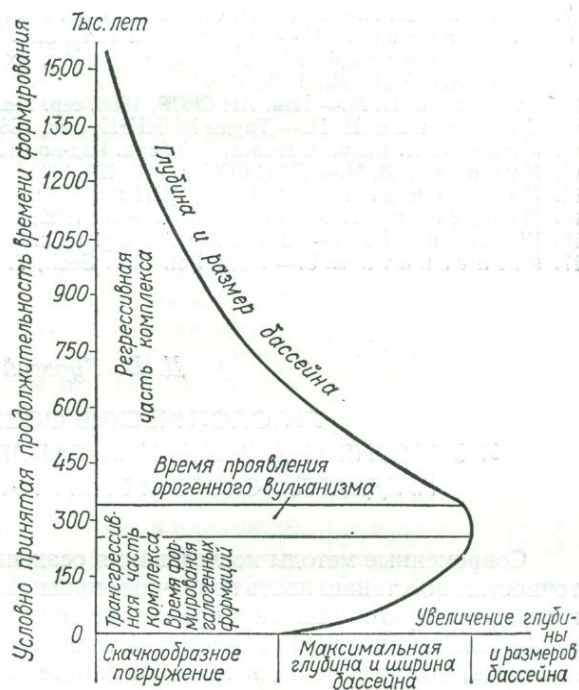


Рис. 3. Кривая колебательных движений во время формирования регрессивного осадочного комплекса. (Составил В. Н. Утробин, 1971 г.)

формирования верхней терригенно-соленосной и соленосно-ангидритово-гипсоносной формации высокоминерализованные растворы могли поступать по Стрыйскому, Городокскому, Калушскому, Рава-Русскому и Коршевскому разломам.

В миоценовых отложениях Предкарпатского прогиба выделяется семь динамических осадочных комплексов, сложенных одиннадцатью разными формациями (рис. 2). Каждый из этих комплексов слагается одной или несколькими формациями. По своему внутреннему строению все эти осадочные комплексы регрессивны. Образование их начиналось с резкого скачкообразного кратковременного погружения и трансгрессии и более продолжительного поднятия и регрессии, как в пределах самого бассейна осадконакопления, так и в прилегающих районах (рис. 3). Нижняя трансгрессивная часть этих комплексов слагается либо терригенно-соленосными, либо песчано-глинистыми мелкообломочными морскими формациями, которые отлагались в более глубоководных условиях, чем грубообломочные формации верхней части комплексов. Принимая длительность миоцена за 14 млн. лет, можно предположить, что продолжительность каждого осадочного комплекса в Предкарпатском прогибе равна 1,5—2 млн. лет. Причем на трансгрессивную часть этих комплексов, когда отлагались галогенные формации, приходится, вероятно, не более $\frac{1}{5}$ их части, т. е. 250—400 тыс. лет, а может быть и еще меньше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вялов О. С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. «Наукова думка», К., 1965, 33—34, 77—78.
2. Гуржий Д. И. Литология моласс Предкарпатья. «Наукова думка», К., 1969, 36.
3. Кудрин Л. Н.—Уч. зап. Львов. гос. ун-та им. И. Франко, 1955, XXXV, сер. геол., вып. 8, 156.
4. Маслов В. П., Утробин В. Н.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, 12, 86.
5. Михайлов А. Е.—БМОИП, отд. геол., 1951, XXVI (3), 12—13.
6. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Изд-во АН СССР, М., 1949, 12—14.
7. Найдин Д. П.—БМОИП, отд. геол., 1951, XXVI (3), 80.
8. Пишванова Л. С.—Труды УкрНИГРИ, вып. VI, 1963, 52.
9. Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Изд-во АН СССР, М., 1959, 139.
10. Страхов Н. М.—Изв. АН СССР, 1956, сер. геол., 5, 18.
11. Субботина Н. Н.—Труды ВНИГРИ, вып. 153, сб. XI, 1960, 161.
12. Усов М. А. Вопросы геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1945, 24.
13. Утробин В. Н.—ДАН СССР, 1960, 130, 398.
14. Утробин В. Н. Докл. КБГА, VIII конгресс. Геотектоника, Белград, 1967, 203.
15. Херасков Н. А.—БМОИП, отд. геол., 1952, XXVII (5), 50.
16. Шатский Н. С.—Изв. АН СССР, сер. геол. 1960, 5, 3.
17. Pišvanova L. S.—Rocz. Pol. Tow. Geol., T. XXXIX, zeszyt 1—3, 1969, 336.

Д. В. Гуржий

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ГАЛОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРЕДКАРПАТСКОГО И ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБОВ

Современные методы исследования осадочных пород позволяют с большой точностью восстанавливать первичные признаки осадков, их изменения и палеогеографическую обстановку, при которой они образовались. В работе приводятся данные по литологии галогенных толщ Предкарпатского и Закарпатского прогибов, которые не подтверждают гипотез о глубинном происхождении эвапоритов.

В результате исследования литологии соленосных отложений Внутренней зоны Предкарпатского прогиба установлено, что формирование их продолжалось непрерывно от бурдигала (нижневоротыщенская свита) до верхнего гельвета (баличская свита). После некоторого перерыва в начале верхнего тортона в очень короткое геологическое время галогенные образования (гипсо-ангидритовый горизонт) сплошным чехлом перекрыли обширные пространства юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.

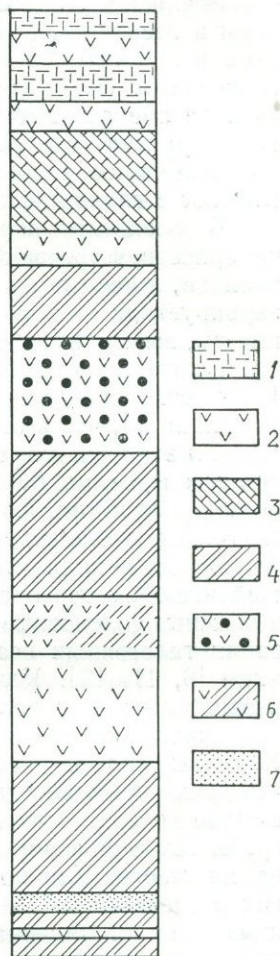
Мелкие солеродные бассейны Внутренней зоны прогиба представляют собой уникальное явление по сумме взаимодействия ряда изменяющихся в пространстве и времени факторов. Фациальная изменчивость осадков свидетельствует о том, что здесь существовали особые палеогеографические условия: весьма мягкий рельеф окружающей местности при почти полном отсутствии растительности, гидрографическая сеть была слабо выраженной, мелководные узкие озера соединялись между собой, на что указывает непрерывность образования осадков. Климат был полупустынным, жарким с изменчивой температурой, достигавшей $+40^{\circ}\text{C}$. В этих условиях, надо полагать, происходило интенсивное испарение и концентрация рапы, при которых начинается садка калий-магниевых солей. По сути это были остаточные озера внутри довольно обширного Предкарпатского пролива, разделявшегося поперечными поднятиями.

На протяжении бурдигала — гельвета палеогеографическая обстановка в прогибе почти не изменялась [4,5]. Тектонические осцилляции имели как положительную, так и отрицательную направленность. Шел процесс конседиментационного складкообразования. Погружение блоков в фундаменте с

разной скоростью обусловило различную мощность соленосных осадков в разных участках прогиба. Образование конгломератов в это время происходило также в локальных участках [5]. Они формировались в весьма короткие промежутки времени при воздымании выше уровня воды отдельных небольших островов (кордильер), сложенных экзотическими метаморфическими породами, известняками, эффузивными и изверженными телами. Так как в воротыщенской и стебникской свитах крайне редко и в малых количествах встречаются породы флиша, можно предполагать, что в это время еще не существовало карпатских горных сооружений. Размыв и транспортировка небольшого количества флишевого материала проходили главным образом в зонах поперечных разломов. При подъеме территории прогиба выше уровня моря возникло множество бассейнов, различных по величине. Наиболее крупные солеродные бассейны были приурочены к тектоническим депрессиям. Скважинами вскрыты многочисленные линзы соли на разных глубинах, а на дневной поверхности зарегистрировано более 800 соляных источников, расположенных вдоль орографического надвига Карпат. В мелких бассейнах при быстром испарении в результате резких сезонных колебаний температуры отлагались галитовые соли, чередуясь с гипсами при общем преобладании седиментации тонкозернистых терригенных осадков. Общая мощность линз и прослоек в каменной соли сильно изменяется. Так, в районе Долины линзы каменной соли достигают 170 м, в Калуше — 100, в окрестностях с. Лючи — 90, в районе Сторожинца — 25—30 м; часто отмечаются пласты соли мощностью 2—3 м. В той части прогиба, которая находится на территории ПНР, мощность пластов соли не превышает 40 м. Изменение мощностей соляных пластов и линз зависит, по-видимому, от размеров солеродных бассейнов и продолжительности седиментации эвапоритов. Основные тектонические движения, главным образом при землетрясениях, в прогибе были интенсивными и как их результат наблюдаются оползневые текстуры в глинистых породах и изменение фаций, образование глинистой взвеси в воде с последующим выпадением в осадок соленосной глины и глинистой каменной соли. Несмотря на это саму тектонику можно назвать синседиментационной. Этот тип тектоники нельзя отнести ни к орогеническим, ни к эпейрогеническим движениям. Эта синседиментационная тектоника блоков отличается узкой локализацией и вертикальной направленностью.

Характерно, что только на участке Старая Соль — Делятин происходило отложение калийных солей, мощность которых изменяется также десятками метров. Ширина соленосного бассейна была различной, но не больше 15—20 км.

В результате устойчивой синседиментационной тектоники на протяжении бурдигала — гельвета накапливались характерные терригенно-соленосные фации общей мощностью около 4000 м. Особенности этих фаций обусловлены сочетанием факторов: определенной интенсивностью тектонических нисходящих движений, зрелой корой выветривания окружающего ландшафта при равномерном (скорее слабом) поступлении терригенного материала в периоды седиментации солей, жарким климатом и т. д.



Литологический разрез продуктивной соленосной толщи (Стебник, кваршлаг 16—5):

1 — карналлитовая порода, 2 — глинистая каменная соль, 3 — сильвинитовая порода, 4 — лангбейнитканни-товая порода, 5 — кайнитовая порода, 6 — глинистая каменная соль с прослоями лангбейнита и кайнита, 7 — соленосный песчаник.

В результате действия этих факторов в мелководных бассейнах накапливались чередующиеся в разрезе песчаные глины, пески, алевролиты, соли, а на некоторых участках — крупно- и мелкогалечниковые образования. Плотность пород зависит от их минералогического состава. Пески с карбонатным цементом преобразованы в крепкие песчаники, пески с глинистой примесью сохранились в рыхлом состоянии, все глины размокают в воде. Автором выделены и исследованы многочисленные фракции глин $< 0,001$ мм вортыщенских и стебникских отложений. Во всех случаях преобладают аллотигенные гидрослюды. Это подтверждается также другими исследователями [1, 2, 7, 12]. Исключение составляют глины соленосных отложений юго-восточной части Предкарпатья, где наряду с гидрослюдой есть примесь хлорита и крайне незначительное количество монтмориллонита и кремнезема. В отдельных случаях в глинах установлено наличие магнезита [1, 2].

В соленосных вортыщенских гидрослюдистых глинах без видимой закономерности встречаются чаще всего трех-пятисантиметровые прослойки песчаников, а кое-где их мощность достигает нескольких метров. Мощность глин варьирует от нескольких миллиметров до 10 м; чаще всего это линзы или пласты, выклинивающиеся по простиранию.

По гранулометрическому составу соленосные глины весьма неоднородны. Количество глинистой фракции $< 0,001$ мм редко достигает 40%. Имеются указания [1], что в стебникской глинистой соляной брекчии (месторождение Калуш) эта фракция составляет 44,2%. Наибольшая примесь в глинах относится к фракции 0,001—0,01 мм — около 60—70%. Постоянно есть также песчаная фракция. По этим данным глины подразделяются на песчано-алевритовые, песчано-алевритистые, алевритовые и алевритистые.

Общеизвестно, что залежи калийных солей в вортыщенской толще и стебникской свите представляют собой крупные линзы, пласты, переходящие в обычные соленосные и гипсоносные глины. Такая закономерность формирования галогенных осадков присуща не только Предкарпатским месторождениям [8, 11, 13]. Калиеносные породы по литологическому составу обычно неоднородны: они сложены тонким чередованием слоев (2—3 см и больше) различного минерального состава, в том числе прослоев глин и песчаников. Калийные соли не выпадали в осадок в спокойной чистой рапе. Установлено, что даже наиболее однородные пласты каинитовой породы содержат в своем составе до 25% тонкого глинистого материала. Подробное литолого-стратиграфическое описание калийных горизонтов в Стебнике, Доброгостве, Сольце, на участке Улично — Гирне приведено в работах О. П. Горкун [6] и других исследователей [8, 10]. Характерно, что в кровле и подошве калийных линз залегает каменная соль. Минералогический состав солей характеризуется большим разнообразием первичных и вторичных минералов [9, 14]. В текстурном отношении калийные залежи представляют «слоеный пирог». Чаще всего отмечается чередование слоев до 70 см каинитовой породы, слойков чистой каменной соли, песчаника (1—2 см), глинистой каменной соли, лангбейнит-каинитовой породы, глинисто-песчаной соленосной брекчии (рисунок). Кроме макрослоистости наблюдается почти повсеместно микрослоистость, хорошо заметная при исследовании под лупой и в шлифах. Глинистый материал дает более темные полосы, светлые слойки сложены чистыми разновидностями солей, полигалит чаще всего розовый, красный. В результате субгоризонтальных тектонических движений в посленижнесарматское время вся соляная толща сильно брекчирована, смята в изоклинальные складки. Брекчия соленосной толщи представляет собой слабо консолидированную раздробленную породу, состоящую из угловатых обломков глины, мелких (2—10 см) обломков песчаников, алевролитов, гипса, иногда с примесью пород флиша и сцементированную глиной и каменной солью. Встречаются брекчии каменной соли с глинистым цементом. Буровыми скважинами эти брекчии прослежены до глубины более 2000 м (пл. Улично, Урож и др.).

Седиментация гипсоангидритового горизонта верхнего тортона проходила на платформенном основании, где тектонический режим отличался почти

полным покоем. Во время этого покоя происходила нормальная садка гипсов без примеси кластического материала на огромной территории — около 27 000 км². Правда, период седиментации почти мономинеральных пород продолжался недолго (максимальная мощность гипсо-ангидритов около 50 м), после чего на этом пространстве наступила трансгрессия, медленное погружение бассейна и отложение терригенных осадков. Окружающий ландшафт бассейна с гипсо-ангидритовой седиментацией также был равнинным. Климат жаркий и засушливый.

В молассовой формации Закарпатского прогиба соленосные образования приурочены к тереблинской свите, мощность которой не превышает 500 м. По сравнению с соленосными породами Предкарпатья здесь доминируют еще более тонкозернистые осадки — почти черные глины, местами уплотненные до аргиллитов. Отсутствие ритмичности, редкие тонкие прослои песчаников и алевролитов, частично карбонатных, но повсеместно пропитанных каменной солью — все это как бы повторяет тектоническую обстановку образования моласс Предкарпатья. В кратковременное тектоническое затишье в лагуне образуется толща чистой крупнокристаллической каменной соли мощностью в несколько десятков метров. Местами соль переслаивается с глинами, алевролитами и песчаниками. По периферии солеродного тереблинского бассейна в самом начале седиментации отлагались гипсы (пл. Виноградово, пл. Теребля). Известно, что садка гипсов происходит при солёности воды 15—27%, а выпадение галита при 30—32%. Анализ чередования тонких прослоев гипсов, терригенных слоев и довольно мощных линз каменной соли в тереблинской свите показывает, что концентрация рапы происходила быстро в замкнутых бассейнах. Отложение доломита в этой свите не обнаружено. Солёность воды не достигла нормы, при которой начинается выпадение в осадок калийных солей. Из этого следует, что цикл галогенной седиментации был неполным, он был прерван тектоническим толчком, в результате которого лагуна получила связь с открытым морем. В дальнейшем в Закарпатском прогибе происходило накопление мелководных терригенных осадков. Анализ мощностей пород соленосной свиты дает возможность предполагать, что в тереблинской лагуне продолжительное галогенной седиментации была во много раз меньше, чем в Предкарпатском прогибе. Садка галита в Закарпатье зафиксирована буровыми скважинами на площади более 100 км². Такое довольно широкое распространение солей свидетельствует о мелководности бассейна, глубина которого не превышала 5—10 м. При одновременном погружении отдельных блоков фундамента прогиба в отдельных депрессиях могли накапливаться пласты соли в несколько десятков метров. Конфигурация полей распространения соли по свите, их линзовидное залегание, тонкие прослойки глин и другие данные не позволяют говорить о прерывистом или непрерывном поступлении рассолов из глубины по разломам в земной коре.

Солянокупольные структуры образовались в послетортонское время при проявлении разломных тектонических движений. В участки с меньшей динамической нагрузкой перетекали соли и образовывали штоки, купола. Такими участками с уменьшенным давлением, естественно, были разрывные нарушения. Поэтому не удивительно, что солянокупольные структуры приурочены к наиболее крупным разломам.

Изучение кернового материала тереблинской свиты показывает, что по всей площади ее распространения садка соли начиналась примерно в одно и то же время. Таким образом, аридные условия климата, отшнурование залива и прекращение поступления морских вод способствовали быстрой концентрации рапы и выпадению в осадок вначале гипса, а затем каменной соли. Этот цикл соленакпления заканчивается постепенной сменой соленосных глин карбонатными. Глинисто-галитовая фация тереблинской свиты захватывает всю область Солотвинской депрессии. Местность, окружавшая тереблинский бассейн, была слабохолмистой, скорее равнинной, о чем свидетельствует почти полное отсутствие прибрежных грубообломочных образований. Небольшие мощности каменной соли в Закарпатском прогибе свидетель-

ствуют о большой мобильности этой зоны, что подтверждается также следами частных и мощных вулканических извержений. Наличие в разрезе соленосной толщи слабо уплотненных глин, песчаников и алевролитов создало в период диагенеза благоприятные условия для диффузионных процессов, способствовавших равномерному пропитыванию солеными рассолами повсеместно всех пород терблинской свиты. Терблинская свита сложена чередованием мощных пластов алевролитистых гидрослюдистых глин (2—5 м), тонких (2—3 см) слоев песчаников и алевролитов, прослоев и линз каменной соли, иногда гипса и ангидрита. В общих чертах такое чередование пород генетически связано с осадконакоплением стебникской свиты в Предкарпатском прогибе. Отличие заключается в том, что в стебникской свите глины более карбонатные, а в конце циклотемы имеются линзы калийных солей (Калуш).

Палеогеографические условия седиментации терблинской свиты наложили свой отпечаток и на развитие биотомии сообщества организмов: отсутствие макрофауны, угнетенная мелкорослая микрофауна. Температура воды в соленом бассейне была не выше 15°, о чем свидетельствуют обнаруженные *in situ* фораминиферы, мелкие раковинки которых обычно свернуты в плотную спираль [3]. Развитие терблинского бассейна происходило в промежутке времени между проявлением мощных вулканических извержений: новоселицким (мощность пирокластов около 700 м) и солотвинским (мощность липаритовых туфов около 200 м). Имеются также внедрения эффузивов (скв. 13, пл. Тересва). Во всех случаях проявления разломов и внедрения в молассы Закарпатья магматических образований не наблюдается как контактового метаморфизма, так и увеличения соленосности пород. Результаты изучения очень большого количества шлифов kernового материала не позволяют также говорить о метасоматическом образовании эвапоритов Закарпатского прогиба.

Таким образом, седиментация галогенных образований Предкарпатского и Закарпатского прогибов происходила в сходных палеогеографических и тектонических условиях в промежутках между двумя крупными структурными перестройками фундамента прогибов. Соли накапливались из морских и океанических вод, изолированных на короткое время в лагунах и озерах лабильных зон. В Предкарпатье степень изолированности соленосных бассейнов была высокой, а продолжительность изоляции достаточной для седиментации полного цикла — от гипса до калийных солей. В Закарпатском прогибе эти условия были прерваны тектоническими движениями и процессы галогенеза нарушены в середине циклотемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билонижка П. М., Вынар О. Н., Мельников В. С.— В кн.: Вопросы мин. осад. образований, 7. Изд-во Львов. ун-та, 1966.
2. Бобровник Д. П., Юркова В. Г.— В кн.: Вопросы мин. осад. образований, 2. Изд-во Львов. ун-та, 1955.
3. Венглинский И. В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского внутреннего прогиба. Автореф. док. дисс., 1969.
4. Гуржий Д. В.— Литология моласс Предкарпатья. «Наукова думка», 1969.
5. Гуржий Д. В., Доленко Г. Н.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. «Наука», М., 1968.
6. Горкун О. П.— Тр. ВНИИГ, 1959, 35.
7. Колтун В. I.— В кн.: Деякі питання геології західних областей УРСР. Вид-во АН УРСР, К., 1958.
8. Корневский С. М. Основные принципы прогнозирования месторождений калийных солей. «Наука», Новосибирск, 1965.
9. Лазаренко Є. К., Габінет М. П., Сливко О. П. Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Вид-во Львів. ун-ту, 1962.
10. Лобанова В. В.— Тр. ВНИИГ, 1956, 32.
11. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, 3. Изд-во АН СССР, М., 1962.
12. Ткаченко О. Ф.— Геол. журн., 1962, 22, 1.
13. Фивег М. П.— Тр. ВНИИГ, 1960, 40.
14. Яржемская Е. А.— Тр. ВНИИГ, 1954, 29.

О. Д. Казанцев, А. А. Аксенов, Г. А. Бражников,
В. А. Ермаков, А. Я. Пескова, О. Г. Одолев,
В. Р. Катихин

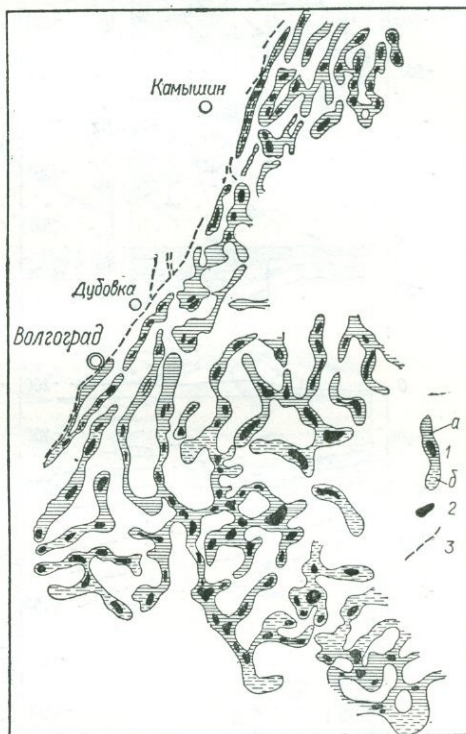
ПУТИ ИЗУЧЕНИЯ ГАЛО- И ТЕКТОГЕНЕЗА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Существуют разные представления об условиях накопления соленосной толщи кунгура и ее тектонике в юго-западной части Прикаспийской впадины, расположенной в пределах Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР (рис. 1).

Относительно условий соленакпления имеются следующие точки зрения: 1) седиментация солей происходила в морском реликтовом изолированном

Рис. 1. Схема расположения положительных соляных складок юго-западной части Прикаспийской впадины:

1а — центральный участок антиклинали, 1б — периклинальное окончание антиклинали, 2 — локальные поднятия на антиклинали, 3 — сбросы на западном борту Прикаспийской впадины.



бассейне при аридных климатических условиях, 2) соленосные толщи образовались вследствие изливания термальных вод, 3) образование солей происходило в замкнутом бассейне при аридных условиях и весьма активной диффузии первичных вод, изливании термальных и вообще подземных рассолов.

По соляному тектогенезу наиболее распространена гравитационная гипотеза; существуют предположения о тесной связи пластических деформаций в соленосной толще с глубинными тектоническими процессами и о том, что сложная картина изменений геоструктуры соляной толщи связана только с глубинными тектоническими, эндогенными силами.

В периодичности выпадения осадков, в намечающейся общей картине фациальных изменений кунгурской толщи [16] на юго-западной части Прикаспийской впадины можно усмотреть подтверждение лагунных, а вернее обычных условий седиментации в реликтовом морском бассейне, считая, что в блокированный водоем, находящийся в аридных условиях, поступали дополнительные порции океанических вод [4, 31].

Если рассматривать гидротермальный процесс соленакпления как единственную причину образования кунгурской толщи [19, 12], то нельзя объяснить

отмеченные ритмичность и цикличность соленакпления. Пока не установлены явные очаги таких изменений в крупных масштабах.

Ритмичность соленакпления объяснима, если принять, что образование солей шло в замкнутом бассейне, но с подтоком подземных рассолов вообще (включая первичные, термальные и пластовые). Однако известно представление о том, что сильно минерализованные воды находятся в глубоких горизонтах там, где есть или были перекрывающие их соленосные толщи и из которых маточные рассолы под действием гравитационных сил опускались вниз [4].

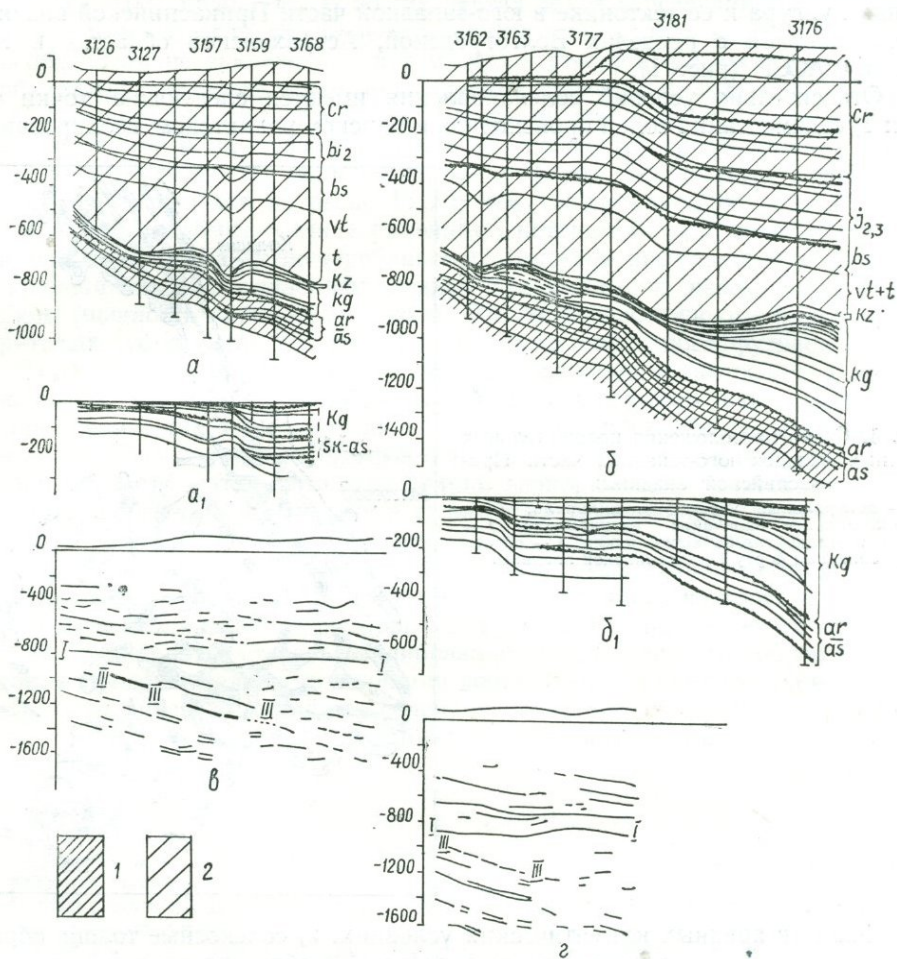


Рис. 2. Профили через отдельные участки Приволжской моноклинали (а, б — геологические, а₁б₁ — палеотектонические, в, г — сейсмические):

1 — подсолевые отложения, 2 — надсолевые; отражающие горизонты: I—I — в кровле соленосных отложений, III—III — внутри подсолевых отложений.

Хотя существует также мнение и о том, что хлоридные воды поднимаются из больших глубин [11]. На материалах по Волгоградской области показано [14], что над зонами разломов фундамента есть гидрохимические и температурные положительные аномалии.

Наличие в толще соли фациальных изменений локального порядка указывает на существование изолированных бассейнов. Это явление может быть также результатом распада реликтового моря на небольшие плесы (собственно лагуны) и нарушения равномерного выпаривания в закрытом реликтовом морском бассейне за счет подтока глубинных рассолов в определенных зонах (в полосах современных соляных антиклиналей). Последнее объяснение подтверждается увеличением мощности каменной соли на ряде соляных складок,

зафиксированными местными перерывами непосредственно в толще соли, наличием прямых продуктов вулканизма и химическим составом рассолов, поступающих из присводовых участков соляных поднятий [2, 16, 31, 27, 13].

Установленная слоистость соленосной толщи на Приволжской моноклинали [7, 13, 2] и резкие градиенты мощности в зонах сочленения блоков по подсолевым отложениям свидетельствуют об отсутствии какого-либо влияния гравитационных сил на образование соляных положительных складок (рис. 2).

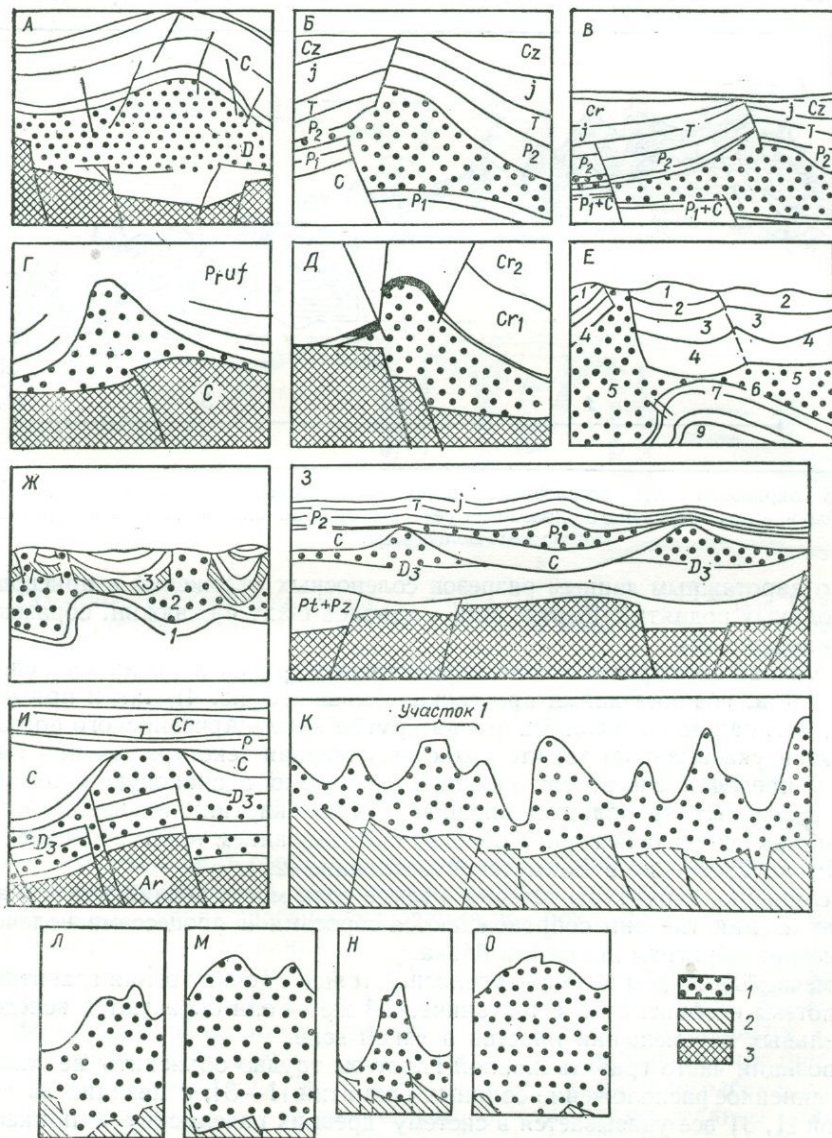


Рис. 3. Геологические профили, иллюстрирующие инверсионный характер соляных локальных поднятий:

А — Прилуцкое (составлен Ю. Д. Сиваком, О. З. Коенко, из работы В. И. Китыка, 1963); Б — Алексеевское (по В. И. Китыку и И. В. Куябе, 1966); В — Ивангородское (по В. И. Китыку и И. В. Куябе, 1966); Г — Волостновское, Башкирское Предуралье (по А. Г. Бикбулатову, С. С. Насырову, Ю. А. Орлову, Ф. И. Хатянову, 1966); Д — Тобисас в Западной Африке (по П. Гурту, 1964, из работы А. Г. Алексина, И. И. Кожевникова, Е. Г. Соколина, 1968); Е, Ж — Лали и Масйд-и-Сулейман в Иране (разрезы из работы В. И. Китыка, 1963); З — Бурмское, Ивангородское, Великозагородское (слева направо по профилю; из работы В. А. Авакумова и др., 1966); И — Ельский вал (по материалам З. М. Горелика, 1966); К, Л, М, Н, О — схематические геологические профили, составленные на основе сейсмических профилей, продолженных в западной части Прикаспийской впадины (выполнены трестом «Волгограднефтегеофизика»); 1 — соленосные образования, 2 — подсолевые, 3 — докембрийский фундамент.

Несогласное залегание соленосной толщи и так называемого кровельного ангидрита, слоистость в толще кунгура указывают на то, что эта толща ничем не отличается от любой другой горной породы [7, 2].

Однако сторонники гравитационной и гравитационно-тектонической гипотез считают, что гравитационные силы начинают приводить в движение соль только на глубинах не менее 2,5—3,5 км. О перемещении масс солей как горных пород в подземных условиях, по их мнению, свидетельствует флюидальная текстура на отдельных участках соленосной толщи, потеря сопостави-

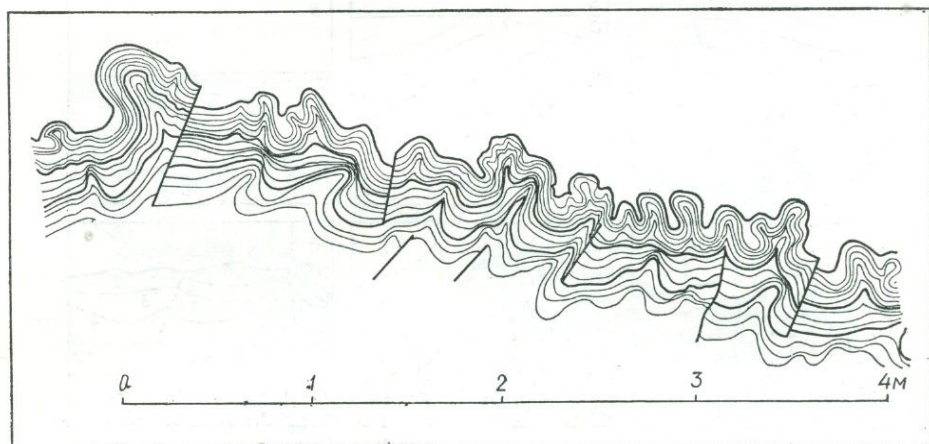


Рис. 4. Зарисовка одного из слоев майкопской свиты, смятого в мелкие складки при образовании дочетвертичного оползня на северо-восточном склоне Мамаева кургана в г. Волгограде.

мости по каротажным данным разрезов соленосных отложений в присводовой части соляных поднятий, сжатие стенок стволов шахт и скважин, образование мульд компенсации.

Но мелкая гофрировка слоев наблюдается и в других породах. Она связана как с силами, возникающими при соскальзывании (рис. 4), так и при общем сжатии, что, например, наблюдается на крутом крыле Арчединского поднятия. Ряд фактов указывает на то, что резко выраженная текстура течения наблюдается в пределах слоев, сохраняющих примерно одинаковую мощность и распространенных на большой площади. Такую картину и явление сползания соли как осадка (а не горной породы) с образованием текстур течения установил Е. М. Люткевич в Бахмутской котловине [22].

Несомненно, структуры течения в массе соли могут возникнуть и в зонах перенапряжений, где они сопровождаются сбросами и процессами волочения, особенно при обратном движении блока.

Отмечаемые сбросы в самой соленосной толще с точки зрения гравитационной гипотезы необъяснимы; с тектонической же — они образуются вследствие значительных перемещений пластов в узкой зоне.

С позиции чисто гравитационной гипотезы трудно объяснить не хаотическое, а линейное расположение соляных поднятий [1—3]; с позиции же тектонической [1, 3] все увязывается в систему древних пачелмских и прикаспийских линеаментов (рис. 1).

Невозможность сопоставить разрезы соленосных толщ по каротажным материалам скважин, заложенных в приосевой части поднятий, как будто подтверждает турбулентные хаотические условия залегания соли. Однако эта картина лучше объясняется однообразием разреза, главным образом преобладанием каменной соли, накопившейся в узких зонах в связи с мощными подтоками глубинных подземных вод, а возможно и так, как это считает С. П. Микуцкий [24].

По районам соляной тектоники Туранской плиты В. М. Седлецкий [27] приводит данные о притоках рассолов из отложений с дебитом от 20 до 8000 т

в сутки. Причем автор указывает, что рассолы обогащены элементами, характерными для глубинных вод. Наблюдаются притоки рассолов из толщи соли и в нашем районе по скважинам, залеженным на соляных антиклиналях. В трещинах карбонатных подсолевых пород Н. А. Чугунов (1969) отмечает наличие гидротермального ангидрита.

Мощные притоки рассолов из солей, вскрытых скважинами в присводовой части поднятий, трудно объяснить с точки зрения исключительно лагунной, реликтоморской и гравитационной гипотез, но эта картина укладывается

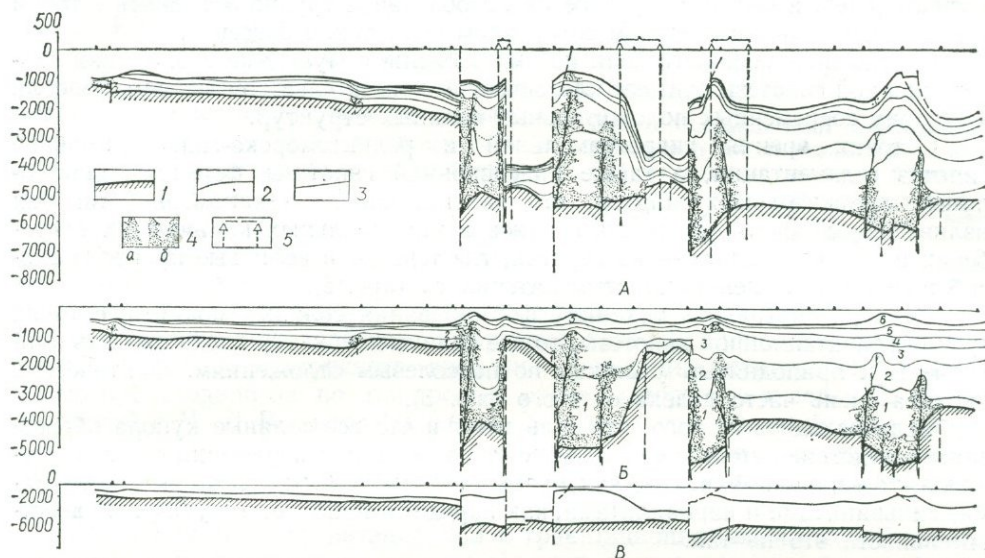


Рис. 5. Схематические профили по соленосной и подсолевой толщам юго-запада Прикаспийской впадины: геологический (А), палеогеологический на конец кунгурского времени (Б):

1 — кровля подсолевых отложений, 2 — кровля кунгурских, 3 — границы условных циклов накопления солей, 4а — зоны активного и преобладающего выпадения галита вследствие поступления глубинных рассолов, 4б — зоны спокойного ритмичного выпадения различных солей в пересыщенном бассейне как вследствие поступления глубинных рассолов, так и испарения с поверхности бассейна, 5 — парные пачки соленосной толщи.

в представления о постумных изливаниях рассолов по выводным каналам (трещинам) в массе соли. Процесс истечения подземных рассолов и накопления выпадающих из них солей в виде валов [24], возможно, и есть первопричина линейного расположения соляных масс, развития на их базе соляных антиклиналей и возникновение на последних в будущем «куполов». Все это могло происходить в условиях грабенообразования по кровле подсолевых с постепенным затуханием как опусканий по грабенам и сбросам (рис. 3), так и притоков сильно минерализованных вод. Это находится в полном соответствии с представлениями А. Л. Яншина [29] и П. Н. Кропоткина, Б. М. Валяева [18] о формировании крупных грабенов и грабенообразных впадин. Однако можно говорить, что в крупных грабенах и грабенообразных впадинах есть мелкие узкие грабены (рис. 5). Как раз над мелкими палеограбенами и сбросами развиты современные положительные протяженные соляные складки в наших районах Прикаспийской впадины. Но А. Л. Яншин, П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев ничего не говорят о возможности притока глубинных вод по разломам.

В последние годы сторонники чисто лагунной или реликтоморской гипотез солеобразования указывают на наличие продуктов вулканизма в галогенной толще кунгура. Так, С. М. Корневский и М. Л. Воронова еще в 1966 г. писали: «Не исключена возможность, что эти горизонты (имеются в виду галопелиты — О. К. и др.) образовались при размыве островов, имевшихся в различных частях Северо-Прикаспийского бассейна. Эти острова могли иметь даже грязевулканическое происхождение». И далее: «С пермским вулканизмом и

поствулканогенными процессами, видимо, связано поступление в кунгурский солеродный бассейн таких элементов, как фтор, барий, литий и других» [16].

В 1970 г. Я. Я. Яржемский, опровергая гипотезу гигантского масштаба метасоматоза, писал: «... изучение боратов и боросиликатов в этих породах привело меня к заключению, что повышенные их количества... связаны с поступлениями вулканогенного бора в бассейны накопления галогенных отложений на разных стадиях пегнитогенного процесса» [31].

Наличие прослоев терригенных образований на периферии соляных антиклиналей, а местами и резкое их преобладание трудно объяснить с точки зрения седиментации в едином солеродном реликтовом бассейне.

Сокращение мощности соли под мезозойскими мульдами сторонники гравитационной гипотезы считают классическим доказательством выжимания соли в сторону современных положительных соляных структур.

С точки зрения гидротермальной и реликтоморско-гидротермальной гипотез седиментации, а также инверсионной гипотезы формирования соляных положительных складок, это явление вполне закономерно, так как изливающиеся растворы накапливались в максимальных количествах в грабенах и в минимальных — на горстах, где течение и волновые процессы способствовали обогащению илестым материалом (рис. 5).

Если рассматривать механику формирования соляных поднятий с точки зрения гравитационной гипотезы, то все соляные структуры должны быть приурочены к приподнятым участкам по подсолевым отложениям. Фактическая картина очень часто далека от этого (рис. 3).

Если исходить из того, что соль течет и что все соляные купола образованы вследствие оттока соляных масс от современной периферии соляных куполов, то вершины куполов, как правило, должны быть сложены бишофитами, сильвинитами и карналлитами, как породами наиболее текучими. В действительности это не так.

Наличие козырьков на приподнятых соляных структурах часто объясняется все тем же течением соли. Но в условиях поверхности земли выдавливание соли и тем более ее растекание по периферии невозможно. Течь может только рассол и даже его пересыщенные концентрации. Именно они могут вытекать по трещинам в соляных куполах, а на первой стадии развития реликтоморско-гидротермального бассейна — по всем зарождающимся соляным валам [24], расположенным над сбросами и грабенами [3].

Описывая структуру впадины Деште-Кевир, Г. Е. Рябухин и др. говорят: «Юрские эвапориты здесь местами образуют штоки, диапиры. Достигнув поверхности, соль растекается в стороны в виде глетчеров» [26]. Возникает вопрос: если соль течет только под давлением во много сот атмосфер и при высокой температуре, то почему она продолжает сохранять это свойство и на поверхности Земли? Очевидно, здесь вытекают пересыщенные рассолы, а высокие условия испарения позволяют скапливаться солям даже непосредственно над куполами.

Согласно такому представлению о формировании соляных глетчеров самосадочные образования соли Эльтонского и Баскунчакского соляных поднятий, возможно, представляют постумное, ослабленное проявление излияний глубинных рассолов. В случае же геологического захоронения скоплений солей указанного типа они могут образовать так называемые «козырьки».

В. Д. Коган, С. А. Тхоржевский, А. М. Черняков [15] пишут о перетоке каменной соли по «соляным ножкам» из девонской толщи на предпермскую поверхность. В доказательство они приводят наличие веретенообразных кристаллов соли. Но почему должны при течении горной породы (хотя бы и соли) кристаллы принимать веретенообразную форму, а не уплощенную, вытянутую, раздавленную? Скорее всего веретенообразной формы кристаллы формируются в движущемся пересыщенном растворе, теряющем температуру и давление.

С точки зрения гравитационной гипотезы закономерностей взаимосвязи структуры подсолевых и надсолевых поверхностей не имеется. В доказательст-

во полного несоответствия структурных планов кровли соли и подсолевых отложений обычно приводятся сейсмические профили. На них кровля подсолевых отложений чаще всего изображается и под куполами, и под прогибами моноклиальной или даже горизонтальной. Но достоверность рисуемой по сейсмическим данным формы кровли подсолевых пород весьма сомнительна, особенно для глубин свыше 3500 м. Это подтверждается материалами по ряду разбуренных площадей, где сейсмические данные корректируются скважинами и взаимоотношение подсолевых и надсолевых планов получается иное (см. рис. 2, 3). Инверсионный характер соляных структур обусловлен наличием прогиба под соляной антиклиналью только в палеоплане. Современные же взаимоотношения структурных планов по кровле соли и кровле подсолевых могут быть различными (рис. 6).

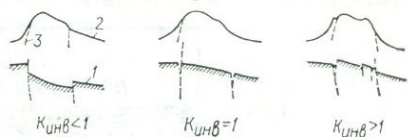


Рис. 6. Основные типы взаимоотношений кровли соли и подсолевых отложений на участках соляных поднятий: 1 — кровля подсолевых отложений, 2 — кровля соли, 3 — сбросы; $K_{инв}$ — коэффициент инверсии.

Согласно реликтоморско-гидротермальной гипотезе соленакопление происходило на сложном тектоническом фоне следующим образом. В начале кунгурского века поверхность подсолевых отложений уже была расчленена многочисленными сбросами, грабенами и горстами; грабены полностью заполнялись солями к концу кунгурского времени. Заполнение кунгурского рельефа солью происходило не по той простой схеме, которую приводят С. М. Корневский и М. Л. Воронова [16] (рис. 7), а по более сложной (см., например, рис. 5). По этой схеме на начальном этапе бассейн обогащался главным образом солями из глубинных рассолов, а на конечном — за счет испарения.

С позиций чисто гравитационной и гравитационно-тектонической гипотез определенные взаимоотношения структурных планов надсолевого и подсоле-

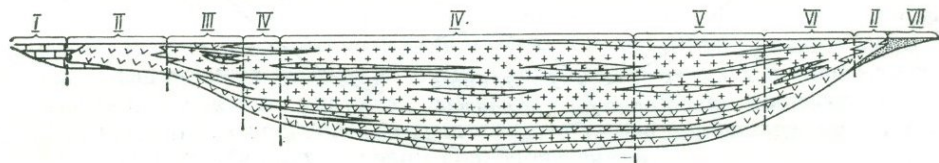


Рис. 7. Гипотетический широтный разрез галогенных отложений Прикаспийской синеклизы на конец кунгурского времени (по С. М. Корневскому и М. А. Вороновой, 1966): Фациальные комплексы: I — доломито-ангидритовый, II — гипсо-ангидритовый, III — галитовый с сульфатом натрия, IV — карналлито-сильвинито-галитовый, V — сильвинито-галитовый, VI — полигалито-галитовый, VII — сульфатно-карбонатно-терригенный.

вого комплексов не существовали в эпоху соленакопления, а в современном плане могут быть и прямыми и обратными. С точки зрения чисто тектонической гипотезы, они не всегда, но часто сохраняются и донные (см. рис. 2, 3 и 6), а с учетом реликтоморско-гидротермальной гипотезы седиментации должны отличаться только большей амплитудой по кровле соли (см. рис. 5).

Рассмотрев подробно возможность соленакопления в реликтоморском бассейне с подтоками подземных рассолов и структурообразованием, связанным с явлениями инверсии, приходим к выводу, что для ее обоснования еще очень мало материалов.

Существуют также представления о текучести соли и перемещении ее масс под влиянием глубинных тектонических процессов. При этом в последнее время особое внимание уделяется не гравитационным силам, а общим термодинамическим условиям, в которых находятся большие массивы соли, представляющие мономинеральные кристаллиты. Наиболее полно и всесторонне эти взгляды изложены В. И. Китыком [21].

Следовательно, вопрос о текучести соли и формировании вследствие этого положительных соляных складок вновь поставлен на повестку дня и требует дальнейшего изучения, как и многие другие.

Придерживаясь тех или иных воззрений на гало- и тектогенез кунгурской толщи юго-западной части Прикаспийской впадины, мы все же считаем, что ни одной из рассмотренных гипотез не может быть отдано предпочтение. В то же время ни одна из приведенных гипотез не может быть полностью отверг-

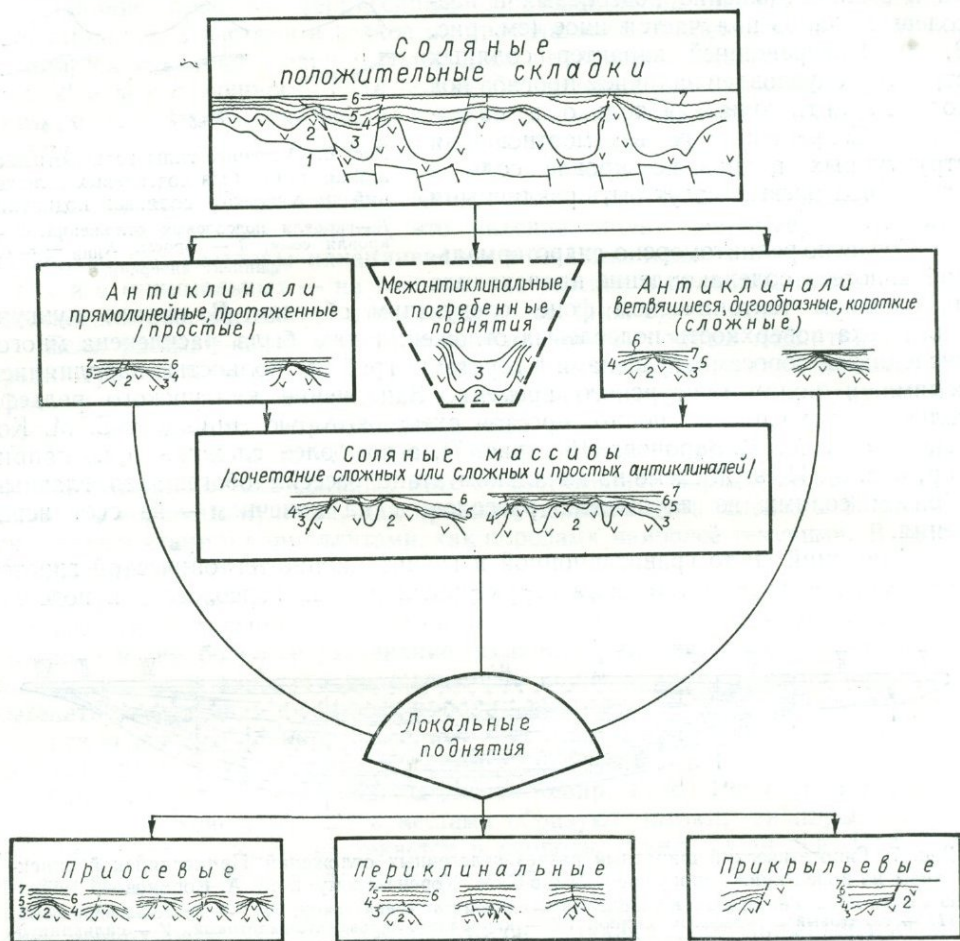


Рис. 8. Классификация соляных положительных складок юго-западной части Прикаспийской впадины.

Стратиграфические комплексы: 1 — подсолевые, 2 — кунгурские, 3 — верхнепермские и триасовые, 4 — юрские, 5 — меловые, 6 — палеогеновые, 7 — неогеновые.

нута. Возможно, формирование тех или иных соляных поднятий в различных условиях проходило по разным схемам; чисто тектонические и чисто гравитационные силы, типично реликтоморские и типично гидротермальные процессы в разное или одно и то же время могли преобладать то в полосе одной, то в полосе другой антиклинали или их групп. В таком случае они образовывали сложные (гетерогенные) и в том числе гравитационно-тектонически-седиментационные структурные формы. Мы же, обнаруживая один факт и не зная о существовании других, делаем вывод, принимая его за главный и единственный фактор.

Но для поисков нефти необходимо научно обоснованные практические рекомендации как по конкретным объектам, так и по рациональной методике их применения вообще. В этом отношении главная задача по нашим районам

соляной тектоники заключается в установлении приподнятых зон или локальных участков в подсолевых отложениях. Согласно рассмотренным тектоническим гипотезам, приподнятые участки в подсолевых отложениях находятся либо непосредственно под соляным поднятием либо в сторону от крутого крыла по кровле соли. Следовательно, быстрее решение задачи о наличии приподнятого участка подсолевых отложений может быть осуществлено путем заложения одной скважины в своде соляного поднятия, другой — в мульде или в основании крутого крыла по кровле соли. Такая методика «парных» скважин показана на геологическом профиле (рис. 5).

Применяя такую методику поисков приподнятых зон, можно одновременно определять нефтеносность в нижней части соленосной толщи или устанавливать прямые признаки нефтеносности подсолевых и надсолевых отложений.

Бурение «парных» скважин позволит наиболее полно изучить условия залегания соляных поднятий (куполов), вещественный состав соляной и подсолевой толщ, их изменения в пределах минимально отстоящих одна от другой точек наблюдения, так как это особенно облегчает сопоставление.

Учитывая это, мы иначе подошли к классификации соляных положительных складок (рис. 8). Не противореча каждой из изложенных гипотез, эта классификация имеет практическое значение для поисков нефти и газа в нашем районе крупнейшего соленосного бассейна.

Бурение «парных» скважин хотя бы на пяти-шести площадях, но в разных геологических условиях, без сомнения, позволит установить ряд приподнятых участков в подсолевых отложениях и даст исключительно богатый материал для построения логических схем гало- и тектогенеза. Таким образом, методика «парных» скважин — это главный путь в изучении гало-, тектогенеза и нефтегазоносности всего осадочного комплекса Прикаспийской впадины. Бурение таких скважин позволит резко увеличить получение каменного материала также по кунгурско-уфимско-казанскому разрезу и этим откроет новые возможности для более быстрого познания галогенной толщи. Для изучения этой толщи необходимы:

1. Расширение петрографо-минералогических исследований с целью обосновать условия осадкообразования и привноса, выяснить причины литологических и фациальных изменений в пластах, комплексах их и в толще соленосных отложений в целом, учитывая возможное разнообразие процессов седиментации, источников поступления растворов, а также определить масштабы метасоматоза и глубинных условий солеобразования.

2. Более детальное изучение структуры и структуры соляных пластов с целью выявления различных условий осадконакопления, следов текучести, подводного оползания, деформаций пород вследствие перемещения соседних блоков как подсолевых, так и самих соляных масс, а также вследствие значительных перепадов горного давления.

3. Расширение исследований по единой методике химического состава и физических параметров всех разновидностей солей в отдельных слоях, а также флюидов в них, увеличение количества определяемых компонентов с применением как спектрального анализа, так и электронномикроскопических исследований.

4. Более внимательное отношение к расчленению соленосной толщи и совершенствованию методики на основе использования комплекса каротажных диаграмм, данных по изучению керна и флюидов, с применением принципа послонной корреляции при сопоставлении разрезов как в пределах отдельных зон, групп их, так и на всей юго-западной части Прикаспийской впадины.

5. Детальное изучение условий залегания соленосных пластов с использованием для этого отбора ориентированного керна; выявление нарушений пликативного и дизъюнктивного характера, выдавливания и нагнетания в соленосных пластах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бражников Г. А.— Труды ВНИИГ, 1965, 3.
2. Бражников Г. А. и др.— Труды МИНХиГП, 1970, 90.
3. Бражников Г. А.— Труды III соляного симпозиума, Алма-Ата, 1969.
4. Валяшко М. Г., Поливанова А. И.— Труды Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Доклады сов. геологов. «Наука», 1968.
5. Васильев Ю. М., Демидов В. А., Чарыгин М. М.— Труды МИНХиГП, 1966, 61.
6. Виноградов А. П.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, 11.
7. Виноградова Н. Г., Ощепков К. Ф.— Труды ВНИИНГП, 1969, 14.
8. Габриэлян А. Г.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1966, 2.
9. Григорьев Н. В. Триасовые отложения Волгоградского Поволжья в связи с их нефтегазоносностью. Автореф. канд. дис. Новочеркасск. политехн. ин-т, 1970.
10. Гребенников Н. В., Веденин В. И.— В кн.: Бурение, ЦНИИЭТнефть-газ, М., 1964.
11. Дерпгольц В. Ф.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, 11.
12. Ермаков В. А., Исаев А. Я.— Сов. геология, 1969, 11.
13. Ермаков В. А., Исаев А. Я., Гетманова Е. И.— Геология нефти и газа, 1968, 5.
14. Катихин В. Р. Гидрогеология Волгоградской области в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. Автореф. канд. дис. Геол.-развед. ин-т им. С. Орджоникидзе, М., 1967.
15. Коган В. Д., Торхоржевский С. А., Чернякова А. М.— Труды МИНХиГП, 1970, 90.
16. Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской впадины. «Недра», Москва, 1966.
17. Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. ГосНТИ нефт. и горно-топливн. лит., М., 1950.
18. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.— БМОИП, отд. геол., 1970, XIV.
19. Кудрявцев Н. А.— Сов. геология, 1966, 7.
20. Кудрявцев Н. А.— В кн.: Проблемы происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1966.
21. Китык В. И. Условия образования соляных структур. Изд-во АН УССР, 1963.
22. Люткевич Е. М.— Труды МИНХиГП, 1970, 90.
23. Мокленко В. Ф.— ДАН СССР, 1963, 149, 2.
24. Микущкий С. П.— Труды III симпозиума по соляной тектонике. 1969.
25. Пейве А. В.— Труды III симпозиума по соляной тектонике. 1969.
26. Рябухин Г. Е., Алиева Е. А., Рудик В. А.— Труды МИНХиГП, 1970, 90.
27. Седлецкий В. И. Мезозойские соляные отложения юга Средней Азии. Автореф. докт. дис., Новочеркасск. политехн. ин-т, 1970.
28. Соколин Х. Г.— В кн.: Тез. докл. и выступлений на симпозиуме по условиям образования и особенностям нефтегазоносности солянокупольных структур (15—21 октября 1964 г.), Львов, 1964.
29. Яншин А. Л.— Геология и геофизика, 1961, 1.
30. Яншин А. Л.— БМОИП, отд. геол., 1968, X—III, 4.
31. Яржемский Я. Я.— Литология и полезные ископаемые, 1970, 6.

М. В. Горфункель, Г. И. Слепакова

О ХАРАКТЕРЕ ПРОГИБАНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ, МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Интенсивное прогибание Прикаспийской впадины, судя по имеющимся данным о мощностях подсолевых пород, началось задолго до накопления соли. Однако из-за малого количества этих материалов пока нельзя составить достаточно аргументированное представление о характере прогибания.

Об отложениях, начиная с кунгурских, данных уже больше. Так, об общей величине погружения за этот период можно однозначно судить по карте в изолиниях кровли подсолевых толщ. Правда, карт таких несколько. Но отличаются они обычно не столько глубинами залегания кровли, сколько проведением тех или иных разломов и т. д. Нами взята за основу карта, построенная Г. И. Слепаковой по данным «Казахстаннефтегеофизики», «Спецгеофизики», ВНИИгеофизики и др. организаций. Карту мы несколько упростили и исключили все разломы, поскольку для наших построений это несущественно (рис. 1).

Соленосный комплекс кунгура, как показали исследования последних лет [7, 8, 9], видимо, отлагался в глубоком морском бассейне. Бассейн, вероятно, был достаточно глубоким, а скорость погружения — довольно большой, если судить по величине первичных мощностей соленосной толщи [2, 4, 5]. В нашей работе [5] говорится, что фактически величина эта была еще большей, чем показано на иллюстрирующей карте: мы не учитывали остаточный соляной пласт, имеющий подчас достаточно внушительную мощность.

Картина прогибания Прикаспийской впадины в верхнепермское и триасовое время пока еще не вполне отчетлива. Данные о мощностях соответству-

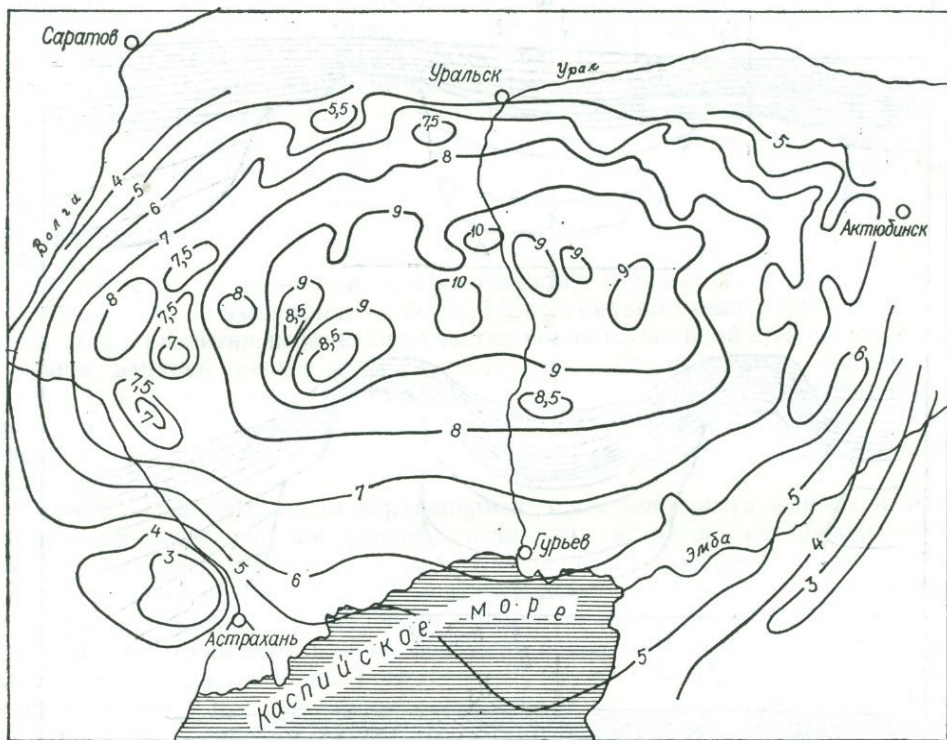


Рис. 1. Изолинии по кровле подсолевых отложений (в км) (по Г. И. Слепаковой, 1968; схематизировано).

ющих отложений (исключая присводовые части соляных куполов) получают практически только с помощью сейсмических исследований. Их точность и разрешающая способность на больших глубинах в настоящее время недостаточно высоки.

Для более поздних периодов получено много материалов, по которым построены детальные карты мощностей. По ним и судят обычно о степени прогибания региона. Ввиду того что мощности надсолевых отложений сильно искажены соляной тектоникой, при построении карт используют лишь максимальные мощности. Они приурочены к наиболее прогнутым частям межкупольных пространств. Считается, что с достаточной точностью они соответствуют величине регионального погружения территории. Соответственно об общем прогибании впадины за верхнепермско-мезозойско-кайнозойское время судят по максимальной глубине межкупольных прогибов (см. рис. 5).

Попытаемся доказать, что такой подход методически неточен. Максимальные мощности того или иного комплекса надсолевых отложений не могут рассматриваться как мера регионального погружения фундамента солянокупольной области, так как эти мощности носят до некоторой степени локальный характер.

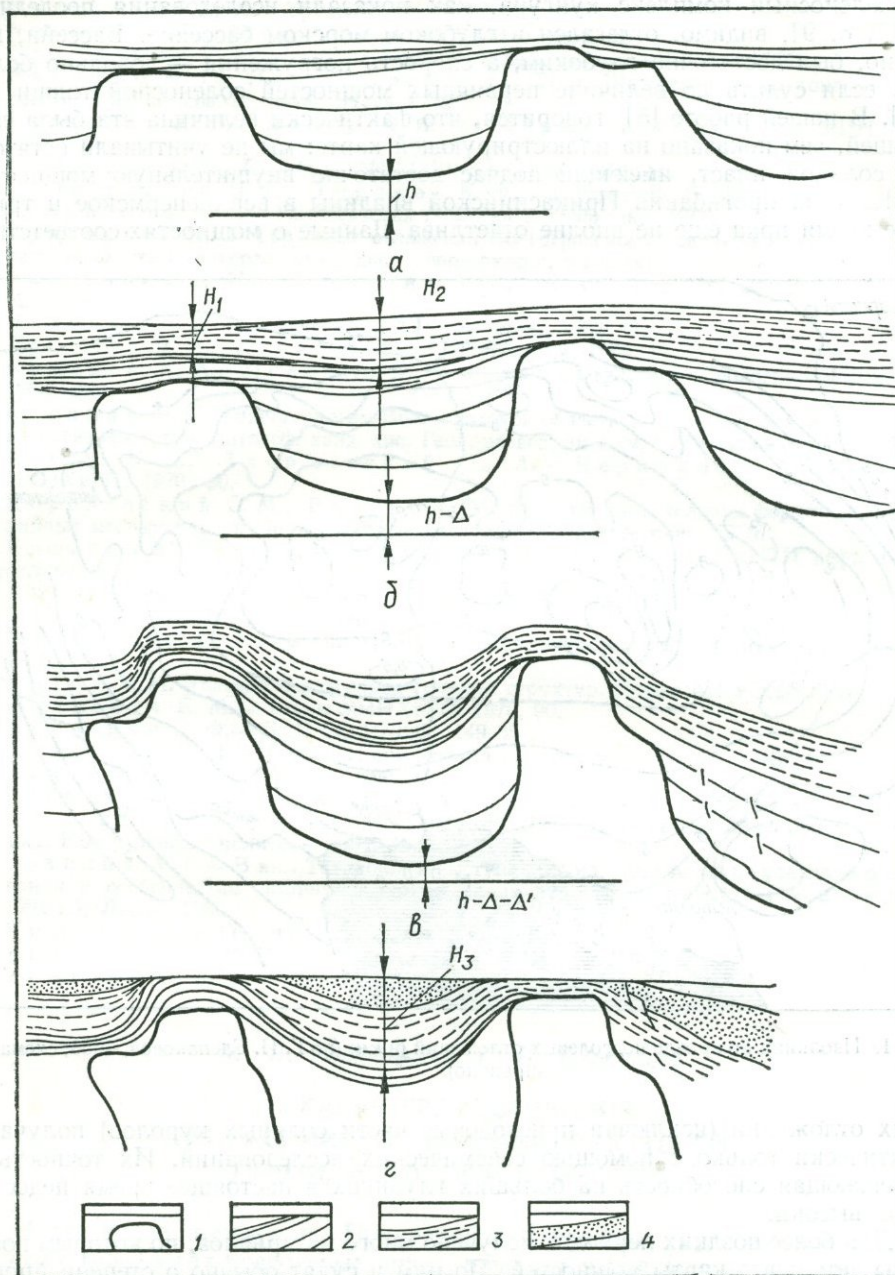


Рис. 2. Гипотетическая схема развития участка солянокупольной области в триасе: *а* — перед началом триаса, *б* — перед интенсивным подъемом соляных штоков во второй половине триаса, *в* — после интенсивного подъема штоков; *г* — перед началом юры; 1 — соляные штоки; 2 — верхнепермские отложения, 3 — трансгрессивный комплекс триаса, 4 — регрессивный комплекс триаса.

Упомянутая выше методика построения региональных карт мощностей основана на следующем принципе [1]. Считается, что периоды погружения впадины и накопления в ней подавляющей части осадков, с одной стороны, и периоды преимущественного роста соляных штоков, размыва накопившихся осадков и выноса их — с другой, чередуются. Вследствие этого мощности толщ, накопившихся в ходе регионального прогибания, искажаются (иног-

да — до нуля) в присводовых участках куполов и остаются неизменными в наиболее глубоких зонах межкупольных мульд. Изложенная точка зрения основана на общепринятом представлении о том, что соляные штоки формируются за счет перераспределения масс соли и перемещения ее из одних мест (становящихся после этого межкупольными зонами) в другие (купола). Однако сторонники этой точки зрения не учитывают, что при таком перемещении общий объем межкупольных мульд неизбежно увеличивается. Этот прирост объема связан только с оттоком соли (т. е. он имеет чисто компенсационный характер) и не зависит от величины регионального погружения. В принципе он возможен и без регионального погружения. Более того, так как согласно изложенной точке зрения максимальный рост куполов приурочен к периодам региональных подъемов, то именно в эти периоды и должно происходить основное относительное прогибание межкупольных мульд и неизбежно заполнение их в той или иной степени продуктами местного сноса. И лишь на последующем этапе — при общем погружении и трансгрессии — происходит формирование регионально развитой толщи, слабее подверженной локальным воздействиям. Иными словами, мощность надсолевой толщи, формирующейся в межкупольных мульдах, превышает амплитуду регионального погружения приблизительно на величину мощности соли, переместившейся из этих мульд в штоки.

В качестве иллюстрации к высказанному положению рассмотрим ряд гипотетических палеопрофилей (рис. 2). На них сильно схематизированно отражены этапы развития небольшого участка солянокупольной области за время с конца верхней перми и до начала юры. Схематизация заключается в том, что весь триас принимается за единый трансгрессивный цикл, а интенсивный рост штоков рассматривается как однократный процесс, последовавший сразу после отложения осадков триаса и до накопления толщ юры.

Пусть после отложения верхнепермских осадков, роста штоков и денудации сформировавшегося рельефа возникла ситуация, изображенная на рис. 2, а. Возникли соляные ядра, частично прорывающие верхнюю пермь, а в межкупольном пространстве мощность соли уменьшилась до величины h . В триасе происходили трансгрессия и накопление осадков. В это время штоки слабо росли, что сказывалось на мощности пород триаса. Над штоком она равна H_1 , а в межкупольном прогибе — H_2 ($H_1 < H_2$). При этом остаточная мощность соли в прогибе уменьшилась еще на величину Δ (рис. 2, б). Затем произошел региональный подъем, а на его фоне — интенсивный рост штоков (рис. 2, в), сопровождавшийся уменьшением остаточной мощности соли дополнительно на величину Δ' . Наконец, на последнем этапе наблюдается размыв пород триаса (а частично — и более древних) в присводовых зонах и перенос продуктов размыва в межкупольные прогибы (рис. 2, г). Глубина прогиба (до подошвы триаса) увеличилась до H_3 .

В процессе эволюции региональное погружение нигде однозначно не выражено. Величина его была больше H_1 и меньше H_2 , так как мощность H_1 уменьшилась, а H_2 — увеличилась из-за оттока соли из мульды (во время отложения нижней, «трансгрессивной» части триаса). А карты мощностей обычно строят исходя из максимальной величины H_3 , фиксируемой в межкупольных мульдах.

Если бы регион развивался в соответствии с приведенной схемой, то легко было бы установить истинную величину его погружения. Для этого надо вычесть из H_3 мощность континентального ритма и взять среднее из полученной величины H_2 и мощности в своде H_1 (которую иногда пришлось бы восстанавливать). В действительности развитие протекало сложнее, не в один прием, а многоступенчато. В связи с этим закономерности изменения литолого-фациального состава пород по разрезу очень сложны. Это не позволяет установить искомую величину путем простого вычитания. Ниже мы подробнее остановимся на методике вычисления. Однако можно предположить, что реальная величина регионального погружения составляет 60—85% величины,

фиксируемой по максимальным мощностям отложений в межкупольных прогибах*. Остальные 15—40% мощности — чисто компенсационные. Они образовались за счет накопления смытого с куполов материала в пространстве, оево-божденном переместившейся в штоки солью (рис. 2). Таким образом, эта часть мощности надсолевых отложений не связана с региональным прогибанием и имеет чисто локальный характер**.

Изложенная точка зрения неплохо согласуется со схемой размещения первичных мощностей соли, точнее, ее аномалиеобразующей части [5]. На разных участках впадины соль составляет от 15—20 до 50% всей мощности толщи, залегающей между дневной поверхностью и подошвой соли. Если учесть сказанное, погружение Прикаспийской впадины в самых общих чертах выглядит так: грандиозное (на 1—5 км и даже более) погружение в кунгурский век с накоплением мощнейшей соляной толщи, а затем, в течение верхней перми, мезозоя и кайнозоя, значительно более медленное погружение (в целом еще на такую же примерно глубину).

Многофазное, а не однократное развитие, по-видимому, было характерным как для трансгрессивных этапов, так и для периодов региональных подъемов и интенсивного роста штоков (об этом свидетельствуют и результаты изучения речных террас северного Прикаспия, проведенного А. А. Свиточем в 1967 г.). Поэтому палеогеографическая обстановка и, следовательно, локальный литологический состав пород часто изменялись. Во многих случаях это достаточно уверенно фиксируется по материалам бурения и промысловым данным. В то же время в региональном плане мезозойские толщи хорошо коррелируются. Вероятно, эти два явления не противоречат друг другу и вызваны общей причиной. Из-за многофазности процессов, а значит, многократного смыва и перемыва пород литологический состав переотлагавшихся толщ должен был в определенной мере усредняться по простиранию. Для комплексов же, формировавшихся в морских бассейнах во время региональных погружений, вообще характерна однородность. Однако и в эти периоды не исключено влияние многофазности подъема соляных куполов. Вероятно, именно им объясняется наличие тонких частых прослоев песков и алевроитов даже в очень однородной морской толще аптских глин.

Перейдем теперь к вопросу об установлении величины истинного погружения впадины. Будем говорить пока обо всем верхнепермско-мезозойско-кайнозойском отрезке времени, так как для более подробных подразделений это сейчас выполнить трудно.

Из всего сказанного следует, что искомая величина в каждой точке впадины представляет собой разность глубины залегания ложа и первичной мощности соляной толщи. Соляная толща должна быть взята в целом, а не только ее аномалиеобразующая часть, сосредоточенная ныне в штоках. Для определения полной первичной мощности соляной толщи (рис. 3) суммировались мощности, приведенные на упоминавшейся карте [5] и на карте остаточных мощностей соли в мульдах, построенной Г. И. Слепаковой по сейсмическим данным. Разность между глубиной подсолевого основания и мощностью соли, т. е. истинная величина погружения впадины за верхнепермско-мезозойско-кайнозойское время, приведена на рис. 4. Обычно мерой погружения впадины считается максимальная мощность отложений в межкупольных зонах (рис. 5). При сравнении схем (рис. 4 и 5) обнаруживается очень серьезное различие между ними (до 3—4 км) (рис. 6).

Отметим следующие особенности.

* В статье (Айзенштадт, Горфункель, 1968) показано, что сокращение мощностей пород разных ярусов мезозоя на куполах составляет 15—30, иногда 50 м (т. е. около 10—20, иногда 30% их мощности). В цитируемой статье мы использовали исключительно данные бурения. Они дают недостаточное представление о центральных частях межкупольных мульд. Там, по нашим представлениям, этот процент еще выше (такое представление не противоречит геофизическим материалам).

** Сам по себе этот факт еще не зависит от того, какие преимущественно силы — гравитационные или регионально-тектонические — способствовали формированию куполов.

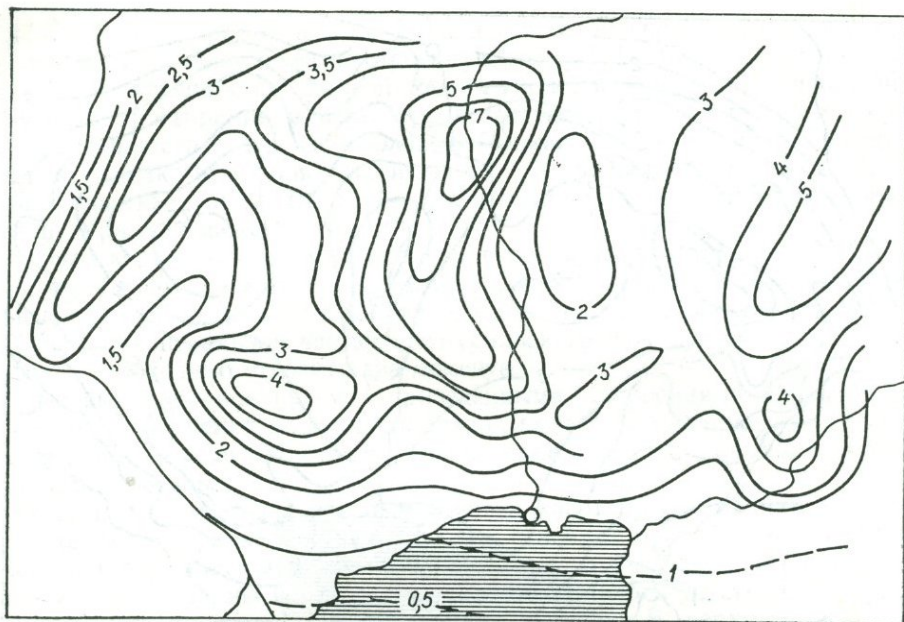


Рис. 3. Схема распределения полной первоначальной мощности соленосной толщи в Прикаспийской впадине (в км).

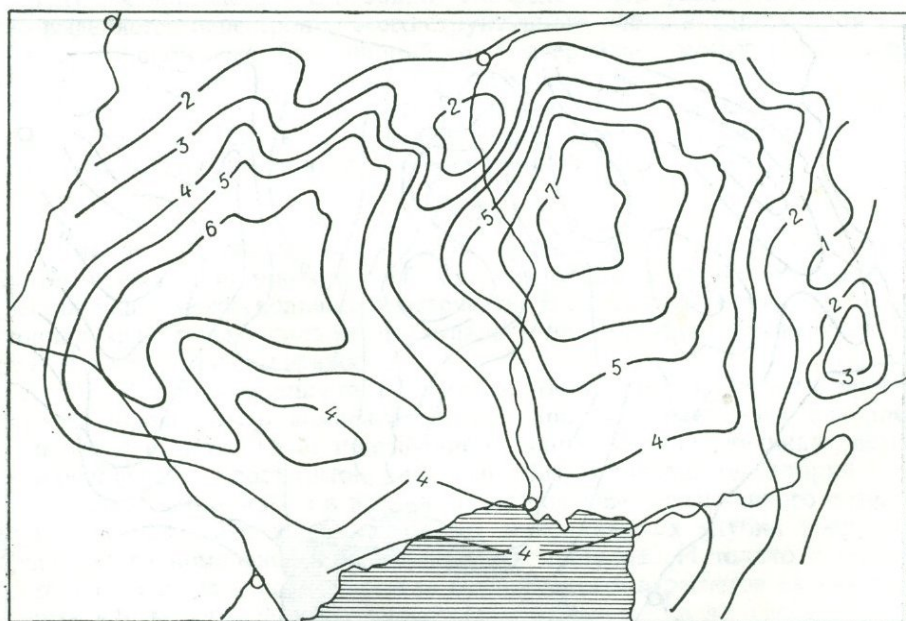


Рис. 4. Региональное погружение Прикаспийской впадины за верхнепермско-мезозойско-кайнозойское время (в км).

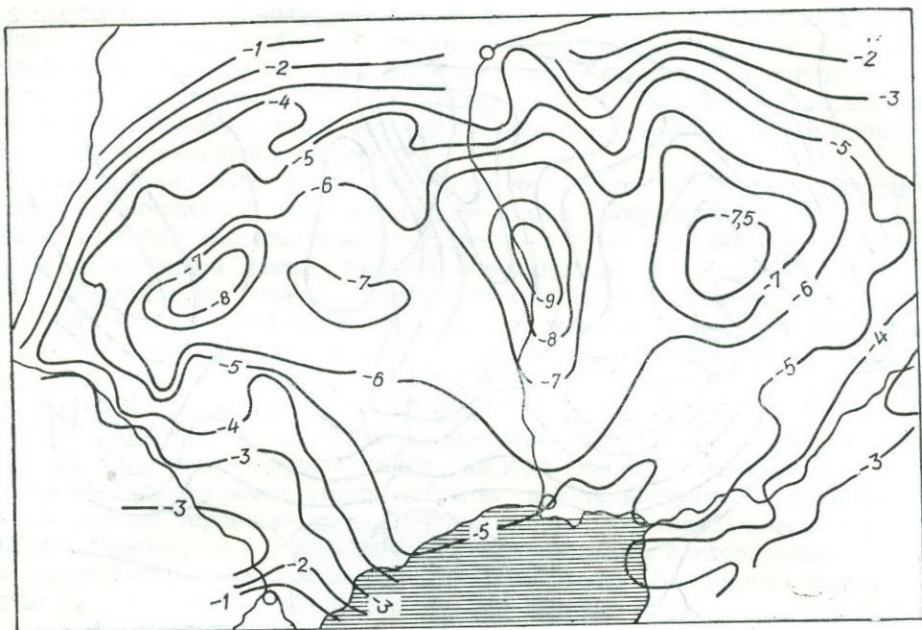


Рис. 5. Максимальная мощность надсолевых отложений в межкюльных пространствах (в км) (по Г. И. Слепаковой, 1969; схематизировано).

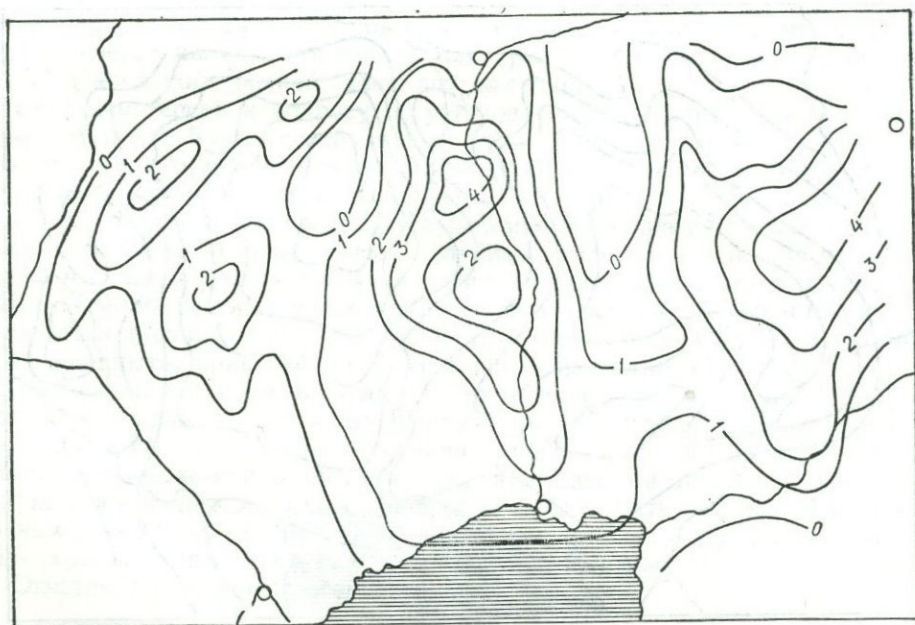


Рис. 6. Схема размещения компенсационных мощностей надсолевых отложений в Прикаспийской впадине (в км).

1. Схематическая карта полной мощности соленосного комплекса (рис. 3) практически повторяет ранее построенную карту [5]. Отличия состоят в больших величинах мощностей на новой схеме и в более четком выделении линейного прогиба СЗ простирания в волго-уральском междуречье. Средневзвешенная величина мощности соленосной толщи в Прикаспийской впадине (в пределах площади, охарактеризованной данными рис. 3—6) составляет 2600 м. На отдельных участках она достигает 4—5, а в северной зоне меридионального течения р. Урала — даже 6—7 км.

2. На схематической карте величин регионального погружения (рис. 4) видно, что начиная с верхней перми впадина опустилась на 5—7 км. Максимальные глубины погружения расположены в северной половине левобережья р. Урала и в центральной части волго-уральского междуречья.

Здесь необходимо отметить два момента.

Во-первых, устанавливаемый приведенными построениями характер распределения погружений по площади впадины сходен с таковым для отдельных подразделений мезозоя [3], хотя построена наша схема на принципиально иной методической основе.

Во-вторых, отмечается резко различный характер прогибания в кунгуре и в последующее время. В кунгурский век основные прогибания сосредоточивались главным образом в зоне меридионального участка р. Урала, в юго-западной части впадины, на левобережье р. Волги (вдоль участка Волгоград — Саратов) и на протяжении Предуральяского прогиба. В верхнепермско-мезозойско-кайнозойское время всем этим зонам, за исключением последней, отвечают минимальные амплитуды регионального прогибания.

Давно установлена определенная связь между крупными подсолевыми поднятиями и структурами второго порядка в надсолевых отложениях. Связь эта указывает на унаследованность структуры надсолевого комплекса от структуры подсолевого основания. На фоне такой унаследованности особенно выделяется перестройка всего структурного плана впадины, произошедшая в кунгурском веке. Она лишняя раз подчеркивает особую роль этого отрезка времени в геологической истории Прикаспийской впадины.

3. На схеме размещения чисто компенсационных мощностей (рис. 6) видна их прямая связь с величиной первоначальных мощностей соли. Такая связь представляется вполне естественной.

Выводы

1. Влияние роста соляных штоков на надсолевые породы не ограничилось непосредственно прилегающей к штоку зоной, но распространялось и на всю площадь межкупольных пространств. В связи с этим солянокупольная тектоника значительно сильнее сказывалась на структуре вмещающих соль пород, чем это обычно считалось.

2. От 15 до 50% мощности толщ, выполняющих межкупольные прогибы, занимают породы чисто компенсационного происхождения. Их накопление не связано с региональным прогибанием. Напротив, значительная часть их сформировалась при росте штоков на фоне общего подъема территории.

3. Региональные карты в изолиниях по подошве того или иного комплекса следует рассматривать лишь как карты максимальных глубин погружения подошвы этого комплекса в межкупольных прогибах. И только с помощью достаточно сложных и пока не всегда осуществимых пересчетов из них можно получить карты регионального погружения впадины. То же касается и карт равных мощностей, построенных по максимальным значениям в межкупольных прогибах.

4. Из сказанного можно сделать вывод относительно применимости анализа мощностей для исследования геологической истории солянокупольного региона. В то время как этот метод полностью сохраняет свое значение для изучения локальных солянокупольных структур, при региональных построениях его следует использовать с осторожностью, внося соответствующие поправки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштадт Г. Е.— Труды ВНИГРИ, 1958, 126.
2. Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И.— ДАН СССР, 1963, 151, 5.
3. Айзенштадт Г. Е.-А. и др. Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины. «Недра», Л., 1967.
4. Волчегурский Л. Ф., Журавлев В. С.— Геотектоника, 1965, 2.
5. Горфункель М. В., Слепакова Г. И.— Сов. геология, 1970, 4.
6. Свиточ А. А.— БМОИП, геол., 1967, XIII, 3.
7. Фивег М. П.— Труды ВНИИГ, 1954, XXIX.
8. Фивег М. П.— Труды ВНИИГ, 1956, XXXII.
9. Яншин А. Л.— Геология и геофизика, 1961, 1.

В. Г. Кузнецов, Л. В. Каламкаргов

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализируя внутреннее строение и условия накопления соленосных формаций, А. Л. Яншин выделил две группы соленосных толщ — глубоководные и мелководные [18]. М. М. Грачевский назвал их соответственно моно- и полициклическими [2]. Из палеозойских соленосных толщ юга Восточно-Европейской платформы к глубоководным моноциклическим относятся кунгурская в Прикаспийской впадине, девонская (евлановско-ливенская) в Днепровско-Донецкой и данково-лебедянская в Припятской, а к мелководным полициклическим — ливенская в Припятской и нижнепермская в Днепровско-Донецкой впадинах. Они отличаются своим внутренним строением, условиями образования, структурой и формациями подсолевого ложа, особенностями литологии и геохимии. Прежде чем перейти к сравнительному анализу этих двух групп, рассмотрим некоторые примеры.

Моноциклические толщи

По-видимому, наиболее изученной из этой группы является данково-лебедянская солевая толща Припятской впадины. Характер подстилающих ее задонско-елецких отложений («межсолевых») существенно меняется в пределах впадины и по разрезу [12]. Нижняя часть «межсолевых» отложений представлена песчано-глинистыми и карбонатными породами с разнообразной морской фауной, указывающей на образование осадков в неглубоком морском бассейне нормальной солености и с нормальным газовым режимом. В верхней части состав «межсолевых» отложений резко меняется по площади. В центре впадины они представлены темно-серыми и черными известковистыми аргиллитами и мергелями, реже известняками и доломитами с тонкой горизонтальной слоистостью, повышенным содержанием органического вещества, преимущественно битумного, кремнистого с фауной бухиол, планктонных остракод и большого количества радиолярий [12], т. е. по всем литологическим и фаунистическим данным подобны типичным депрессионным или доманиковым относительно глубоководным фациям.

На севере и северо-западе в Слуцко-Старобинской депрессии и на Микашевичском выступе фундамента верхняя часть межсолевых отложений представлена светло-серыми, серыми и коричнево-серыми известняками, мергелями, доломитами с обильной донной фауной фораминифер, брахиопод и других организмов, что указывает на мелководные условия седиментации. На границе этих двух основных типов предполагается наличие рифов [2, 11], что подтверждается находками водорослевых известняков большой мощности на Туровской, Западно-Петриковской и Первомайской площадях.

Данково-лебедянская толща имеет максимальную мощность над глубоко-

водными фациями подстилающих ее «межсолевых» отложений, хотя определить ее точно затруднительно в связи с вторичными перемещениями солей в процессе соляного тектогенеза. В верхней части толщи открыто крупное Старобинское месторождение калийных солей (сильвинит, реже карналлит). В солевых отложениях имеются прослои глинистых пород, особенно по бортам впадины, однако распределены они чрезвычайно не закономерно и не выдержаны по простиранию. Таким образом, основная часть данково-лебедянской соленосной толщи выполняет сформировавшуюся ранее депрессию и лишь частично покрывает мелководные отложения. Мощность соленосной толщи, залегающей над мелководными отложениями, характеризует величину конседиментационного соленакопления прогибания. Последнее оказывается существенно меньшим, чем прогибание, рассчитанное по максимальной мощности соли без учета подстилающего рельефа. Завершилось формирование толщи по-видимому, в мелководных условиях, так как, во-первых, в кровле ее есть калийные соли, и, во-вторых, она перекрывается мелководными известково-глинистыми, иногда записованными отложениями давыдковской свиты.

Значительный материал имеется по кунгурской соленосной толще Прикаспийской впадины, хотя в пределах внутренних частей впадины она еще не пройдена скважинами и для решения вопроса о подсолевых отложениях можно воспользоваться, с одной стороны, данными по Предуральскому краевому прогибу, и, с другой — по западным бортовым частям впадины (Саратовско-Волгоградское Поволжье). Подсолевые сакмаро-артинские отложения на востоке Восточно-Европейской платформы и в Предуральском краевом прогибе представлены достаточно разнообразными фациями. На западе в пределах Восточно-Европейской платформы — это светлые мелководные известняки и доломиты с донной фауной. В прогибе они представлены маломощными черными и темно-серыми глубоководными [16] аргиллитами, тонкослоистыми, преимущественно с планктонной фауной. На границе мелководных и глубоководных отложений развиваются крупные рифовые сооружения. Сакмаро-артинские отложения восточного склона Предуральского прогиба сложены терригенными, нередко грубозернистыми породами. Таким образом, до отложения кунгурской соли рельеф дна бассейна оказался сильно дифференцированным — в центральной части прогиба глубина бассейна достигала 800—1200 м, а на обрамлении не превышала первых десятков метров. Эта депрессия в кунгурский век была заполнена гидрохимическими осадками — снизу ангидритами, затем галитом, образующим основную мощность толщи. В ряде районов в верхней части толщи формируются калийные соли (Верхнекамское месторождение). Завершается разрез кунгура ангидритами, а перекрывается красноцветами уфимского яруса.

Поскольку соленосная толща кунгура в Прикаспийской впадине литологически и формационно однотипна с таковой в Предуральском прогибе и переходит в нее по простиранию, логично предположить развитие подобных, а может быть и более глубоководных отложений и в Прикаспийской впадине. Это предположение подтверждается данными по западной бортовой зоне впадины, где сейсмическими и буровыми работами установлены соотношения, обычные для бортов некомпенсированных впадин [1, 10 и др.]. Обнаружение здесь рифовых сооружений с уральским комплексом фауны [14] подтверждает связь этих районов через глубокое море. Таким образом, и здесь соленосная толща выполняет крупную глубоководную котловину, образовавшуюся в результате докунгурского некомпенсированного прогибания, причем выпадение солей началось в глубоководном, а закончилось (в связи с заполнением впадины) в мелководном бассейне, и она перекрывается либо континентальными красноцветами уфимской свиты, либо мелководно-морскими образованиями казанского яруса. Большая мощность пластовой соли над мелководными отложениями (до 1000—1200 м) свидетельствует о значительном конседиментационном прогибании.

Огромные первичные мощности соли в центральных частях впадины (до 3—4 тыс. м), не известные в других солеродных бассейнах, дают основание

полагать, что заполнение впадины было не однократным процессом, а происходило в несколько фаз. Действительно, детальными исследованиями в пределах северной [3] и западной [4] прибортовых зон, а также в Предуральском краевом прогибе [15 и др.] установлено, что здесь могли быть четыре-пять крупных циклов соленакопления, как в подробно изученном северогерманском цехштейне. В этом случае становится понятной и большая мощность мелководных солей на внешних приподнятых прибортовых частях впадины. Выяснение циклического строения кунгурской соленосной толщи и установление взаимоотношения мощностей и характера отложений каждого цикла в плане и разрезе может способствовать решению вопроса о механизме формирования этой уникальной в своем роде серии. Однако подобный анализ должен служить темой специальной работы. В данном случае важно отметить, что подобного рода соленосные толщи могут быть не только моно-, но и малоциклическими.

Приведенные данные показывают, что соленосные толщи этого типа начинают формироваться в глубоководных бассейнах, а отложение их верхних горизонтов происходит уже в условиях мелководных.

Полициклические толщи

К этому типу относятся соленосные отложения никитовской, славянской и краматорской свит нижней перми Днепровско-Донецкой впадины, залегающие на красноцветных породах с прослоями морских глин и известняков картамышской свиты, а также ливенские отложения Припятской впадины, залегающие на глинах, известняках и доломитах евлановского горизонта. В обоих случаях подсолевые отложения мелководные и образуются примерно на одном батиметрическом уровне на всей территории развития.

Общим свойством этих толщ является отсутствие мощных однородных соленосных отложений, отдельные солевые пачки ритмично переслаиваются несолевыми породами — известняками, доломитами, глинами. Собственно солевые, галитовые породы представляют собой линзы, мощностью в первые десятки, реже до сотни метров, причем соль по простиранию не замещается ангидритами и карбонатами, а выклинивается [8]. В то же время межсолевые пласты прослеживаются на значительные расстояния и являются маркирующими горизонтами [6 и др.]. В районах, где солевых пачек нет, межсолевые отложения в связи с этим залегают друг на друге с параллельным несогласием, т. е. здесь, по выражению Б. П. Жижченко [5], образуются «стратиграфические щели», соответствующие времени соленакопления. Литологические изменения межсолевых пластов по площади сравнительно незначительны; более чутким индикатором фациальных условий является фауна. Так, в Днепровско-Донецкой впадине в карбонатных прослоях среди солевой толщи найдены остатки остракод [6], организмов весьма эврифациальных, часто обитающих в неблагоприятных экологических условиях, где другая фауна не развивается или угнетена. В прибрежных фациях, у островов за пределами развития соли остракод нет, но появляются швагерины [9] — достаточно чуткие индикаторы нормальных экологических условий. Здесь же известны небольшие биогермы. Эти прослои по вертикали изменяются так, что под мощными пачками солей известняки и глины окрашены в темно-серый и черный цвет (иногда битуминозные и пиритизированы), в то время как в подошве карбонатных пластов они имеют светлую окраску и иногда переслаиваются с красноцветами [2]. На основе этих данных можно полагать, что в первую трансгрессивную фазу цикла происходило вначале накопление мелководных отложений, затем прогибание в определенных зонах переставало компенсироваться осадконакоплением и формировались сравнительно глубоководные (в несколько десятков метров) впадины. Это подтверждается потемнением отложений в кровле, характером распространения фауны и расположением биогермов и рифов на их бортах. Во вторую, регрессивную, фазу эти впадины выполня-

лись солями, границы развития которых контролировались областями некомпенсированного прогибания.

Небольшая мощность солевых пачек, часто чередующихся с мелководными отложениями, указывает на то, что полициклические толщи в целом являются мелководными.

Сравнительный анализ соленосных толщ

Из приведенных данных видно, что накопление собственно солевых отложений происходит в общем одинаково в обоих случаях — путем заполнения солью образовавшейся ранее топографической депрессии. Однако в моноциклических толщах глубина таких депрессий может быть значительной, а в полициклических она невелика и сами депрессии возникают многократно.

Именно эти отличия и обуславливают различные особенности двух основных типов соленосных толщ. Моноциклические серии представляют собой мощную достаточно однородную толщу собственно соляных пород как галоидных, так и сульфатных. Несолевые породы обычно не характерны, хотя, как это отмечено в данково-лебедянской толще Припятской впадины, они могут находиться в периферийных частях бассейна и располагаться незакономерно. Напротив, петрографический состав полициклических толщ чрезвычайно разнообразен, и наряду с собственно солевыми породами имеются прослои карбонатных пород, глин, иногда песчаников и алевролитов, а соли часто загрязнены терригенным материалом, нередко галопелиты. Само соотношение солевых и несолевых пород в разрезе подчиняется строгой ритмичности.

Различная глубина начала отложения соли определяет и другие литолого-геохимические особенности солей. Так, сезонная слоистость наиболее характерна для полициклических толщ и очень слабо проявляется в моноциклических, где она типична в верхних горизонтах, при осаждении калийных солей. Подобные отличия четко показаны, например, для девонских и пермских солей Днепровско-Донецкой впадины [17]. Логично предположить, что сезонные изменения температур слабо влияли на огромную массу воды девонского глубоководного бассейна ДДВ, в то время как воды пермских мелководных бассейнов испытывали значительно большие температурные колебания, что и отразилось на текстуре осадков.

В глубоком бассейне с соленой водой вертикальная циркуляция вод была затруднена и, следовательно, поступление кислорода в придонные участки тоже. В мелком же море кислород поступал в придонные воды более активно. Поэтому нередко отмечается различный цвет пород, зависящий от формы соединений железа — красный и коричневый, обусловленный наличием окисного железа в полициклических, и серый или темно-серый, связанный с закисными соединениями железа, — в моноциклических. В последних красная окраска, обусловленная наличием гематита и гидрогетита, появляется только в кровле толщи. Указанные отличия установлены в Днепровско-Донецкой впадине [17], Средней Азии [13] и других районах. Можно предполагать, что при осаждении эвапоритов в глубоководных условиях чаще образуются завершённые циклы галогенной седиментации и именно с ними в первую очередь связаны крупные промышленные месторождения калийных солей. В рассматриваемом регионе Старобинское, Жилианское, Верхнекамское и другие месторождения приурочены именно к таким толщам. В связи с этим не исключена возможность, что некоторые редкие элементы, генетически связанные собственно солевой частью пород (рубидий, таллий, цезий, бор и т. д.), будут более распространены в моноциклических толщах, особенно в их кровле. Некоторым подтверждением этого является упоминавшееся уже исследование Д. П. Хруцова [17], обнаружившего в девонских солях бор и литий, которых нет совсем или определяются лишь следы в пермских соленосных толщах, а также повышенное по сравнению с пермскими солями содержание иттрия, лантана, церия.

Весьма существенно различаются подстилающие соль отложения. Полициклические толщи залегают либо на мелководно-морских, либо на континентальных отложениях, которые образовались примерно на одной глубине или на одном гипсометрическом уровне и поэтому их литолого-фациальный облик принципиально не меняется по площади соленосного бассейна. Напротив, отложения, подстилающие моноциклические соленосные толщи, резко изменяются. По периферии бассейнов это мелководные, в частности карбонатные отложения. В центральных же частях они обычно представлены темноцветными глинисто-карбонатными породами с высоким содержанием органического вещества битуминозного типа, т. е. являются нефтегазопроизводящими толщами высокого потенциала. На границе мелководных и глубоководных отложений нередко формируются рифы.

Поскольку моноциклические соленосные толщи залегают на разнофациальных отложениях, образующихся на разной глубине, то структура их подошвы с самого начала изрядно дифференцирована и является в значительной степени седиментационной. В западной прибортовой зоне Прикаспийской впадины именно седиментационная топография определяет даже современную структуру подошвы соли [1].

Гетерогенность, наличие плотных компетентных пород, часто невысокое процентное содержание собственно солевых отложений в полициклических толщах снижают общую пластичность. Поэтому наиболее активной деформация соленосных толщ со значительными перемещениями и образованием типичных соляных структур — куполов, валов и т. д. — по-видимому, при прочих равных условиях, более характерна для моноциклических толщ и менее выражена в полициклических. Некоторые материалы, подтверждающие это положение, опубликованы ранее [7].

Отмеченные особенности соленосных толщ должны учитываться как при поисках полезных ископаемых, так и при различных геологических построениях. Так, если тип соленосной толщи можно установить по ее внутреннему строению (геомогенности или гетерогенности, литолого-геохимическим особенностям и т. д.), то даже без скважин, прошедших всю соленосную толщу и вскрывших подсолевые отложения, по характеру толщи можно восстановить палеотопографию эпохи, предшествующей соленакоплению. Например, строение и состав девонской солевой толщи Днепровско-Донецкой впадины позволяют отнести ее к моноциклическому типу. Поэтому можно считать, что подстилающие ее отложения в центральной части впадины имеют депрессионный, доманиковый облик. Подтверждением этому служит нередко битуминозность солей и наличие серы, которая, по-видимому, является продуктом восстановления сульфатов под действием идущего снизу потока углеводородов. В краевых частях глубоководного бассейна не исключено наличие рифов или своеобразных обломочных линзовидных отложений, формирующихся на склонах некомпенсированных впадин. И те и другие могут быть важным объектом поисково-разведочных работ на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буш Э. А. и др. — Геология нефти и газа, 1968, 5.
2. Грачевский М. М. и др. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. «Недра», М., 1969.
3. Дианов А. Н. Особенности геологического развития юго-восточной части Оренбургской области в нижнепермское время в связи с ее нефтегазоносностью. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
4. Ермаков В. А., Исаев А. Я., Гетманова Е. И. — Геология нефти и газа, 1968, 5.
5. Жижченко Б. П. — Сов. геология, 1965, 9.
6. Иванов В. К. — Сов. геология, 1968, 9.
7. Каламкаргов Л. В., Кузнецов В. Г. — В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. Труды МИНХ и ГП им. Губкина. «Недра», М., 1970, 90.
8. Кельбас Б. И. — Труды УкрНИГРИ, 1963, 5.
9. Коган В. Д., Андреева В. И., Коломиец Я. И. — Палеонтол. журн., 1967, 4.
10. Кузнецов В. Г., Хенвин Т. И. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, 10.

11. Курочка В. П. Атлас микротекстур и структур пород девонского осадочного комплекса Припятского прогиба. «Наука и техника», Минск, 1968.
12. Махнач А. С. и др.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. Изд-во АН СССР, М., 1963.
13. Седлецкий В. И.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. III, «Наука», М., 1970.
14. Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В.— ДАН СССР, 1965, 160, 5.
15. Фивег М. П., Банера Н. И.— Литология и полезные ископаемые, 1968, 1.
16. Хворова И. В.— ДАН СССР, 1947, 57, 9.
17. Хрущов Д. П.— Литология и полезные ископаемые, 1967, 1.
18. Яншин А. Л.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, 5.

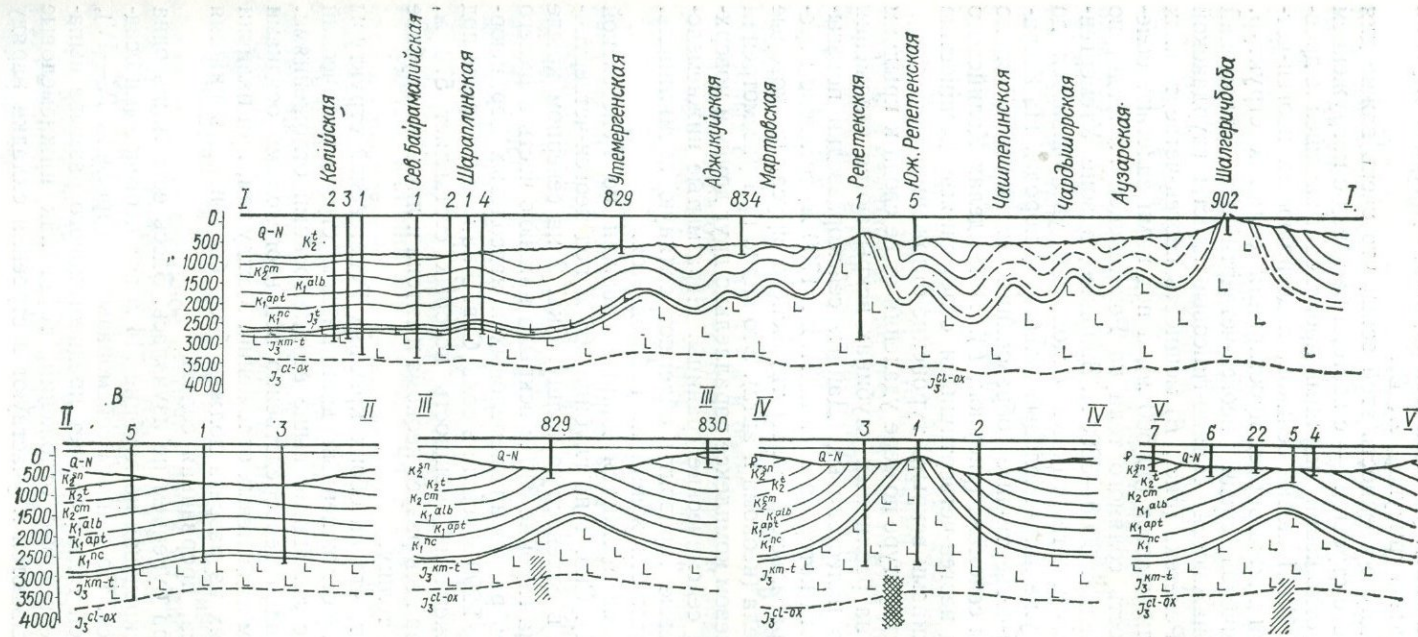
М. Т. Аванесян, Б. М. Гейман, К. Н. Кравченко

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СОЛЯНОЙ ТЕКТониКИ В ВОСТОЧНОЙ ТУРКМЕНИИ

В 1957 г. на юго-востоке Туркменской ССР в районе Учаджи — Репетек региональным сейсмическим профилем МОВ был обнаружен антиклинальный перегиб с амплитудой до 1500 м. До этого в южной части Туранской плиты вообще не были известны структуры такой амплитуды, не свойственные ни по своему развитию, ни по характеру геологического строения обычным структурам платформенных областей. Геологи и геофизики в то время не предполагали, что в этом районе есть соляные дислокации, хотя имелись косвенные признаки, свидетельствующие в пользу такого предположения. Р. Е. Айзберг, Н. Н. Камышев, Б. М. Гейман, Г. А. Коц, Д. М. Мильштейн, В. В. Гапеев, А. Г. Ибрагимов и другие исследователи на основании данных геологической съемки, гравиметрической и сейсморазведки, выявили аналогичные структуры вдоль всей полосы Чешме — Репетек — Донгузсырт и пришли к выводу о необходимости постановки поисково-разведочных работ в этой зоне. Одновременно было высказано предположение о распространении догузсыртских соляных дислокаций в двух направлениях: широтном Репетек-Чешминском и юго-восточном Келифском. Результаты последующего бурения (трест «Туркменнефтеразведка», 1958 г., В. Я. Соколов) на Репетекской площади подтвердили это. Тремя скважинами вкрест простирания структуры была вскрыта значительная мощность соленосных отложений и закартирована поверхность соляного тела с амплитудой до 1200 м. Оказалось, что выявленные вдоль этой полосы складки являются соляными дислокациями, приуроченными к Чешме-Репетек-Донгузсыртскому региональному разлому.

Буровыми работами на территории восточной Туркмении установлено широкое распространение галогенной формации верхнеюрского возраста (гаурдакская свита). Однако проявление соляной тектоники наблюдается только в Чешме-Репетек-Донгузсыртской линейной зоне. В этой зоне, протягивающейся через всю юго-восточную Туркмению (рис. 1), принято выделять: диапировые структуры соляных куполов, прорывающие всю надсолевую толщу и выходящие на поверхность (Шальгеричбаба, Донгузсырт), криптодиапировые, соляной шток которых прорывает вышележащие отложения и непосредственно перекрывается неоген-четвертичными осадками (Репетек) и погребенные соляные купола, прорывающие лишь часть нижнемеловых отложений (Утемерген).

Вопрос о соотношении соляных тел и вмещающих пород весьма важен, ибо покрывающие отложения нижнего мела в этом районе перспективны на газ и от выяснения условий их залегания и сохранения зависит выбор методики поисков залежей. Мы рассмотрели и проанализировали все имеющиеся материалы геолого-геофизических исследований и глубокого бурения. При этом были выявлены некоторые новые закономерности, которые позволили несколько по-иному представить строение и развитие соляных дислокаций в этой зоне. В частности, установлено, что взаимоотношение соляного тела с



Чешне-Репетекская зона.

A — геологическая карта неоген-четвертичных отложений; Б — структурная карта по сейсмическому горизонту в нижнемеловых отложениях; В — геологические профили.

1 — скважины: а — структурные и картировочные, б — глубокие (в числителе — номер скважины, в знаменателе — абсолютная отметка подошвы неоген-четвертичных отложений, рядом — возраст подстилающих осадков); 2 — изогипсы подошвы неогена, 3 — границы стратиграфических подразделений; 4 — скважины: а — глубокие, б — структурные и картировочные (в числителе — номер скважины, в знаменателе — абсолютная отметка сейсмического горизонта); б — изогипсы сейсмического горизонта; б — тектонические нарушения; 7 — зоны размыва нижнемеловых отложений.

вещающими породами зависит не столько от прорыва солью покрывающих отложений, сколько от стратиграфической глубины преднеогенового размыва. Установлено также, что с увеличением мощности неоген-четвертичных отложений вдоль зоны с востока на запад уменьшается стратиграфическая глубина предсреднеплиоценового размыва (рисунок, А, В).

Следует отметить еще одну особенность этой зоны, что очень важно для расшифровки ее геологического строения, — с востока на запад с погружением кровли неоген-четвертичных отложений под ними происходит замещение древних пород более молодыми. Омоложение осадков, подстилающих неоген-четвертичную толщу, отмечается также вкрест простирания соляных структур.

На площади Шальгеричбаба среди неоген-четвертичных отложений мощностью около 300 м обнажаются соляно-гипсовые пласты гаурдакской свиты. К западу, в районе Репетека (рис., В) мощность неоген-четвертичных отложений значительно увеличивается (до 500 м), а под ними залегают соленосные образования. Мощность соляного тела на Репетекской площади, по сейсмическим данным, составляет 3000—3200 м. Западнее, в зоне Утемергенской складки, мощность неоген-четвертичных отложений увеличивается до 700 м, а под ними залегают уже нижнемеловые (альбские) породы. На Шарплинской структуре неоген-четвертичные образования (мощностью около 1000 м) перекрывают породы сеномана (рисунок, В). В пределах Келийского газового месторождения под неоген-четвертичными отложениями (мощностью до 1060 м) глубокими скважинами вскрыты туронские отложения.

На Южно-Репетекской структуре по мере удаления от ее свода к крыльям под неогеновыми осадками на различных глубинах вскрываются отложения от нижнемеловых вплоть до палеогеновых. Данные сейсморазведки показывают, что соляное тело, высота которого оценивается в 1700 м, согласно перекрывается отложениями карабильской свиты титонского яруса, на которые налегают породы нижнего мела (неокома и апта). Это видно при рассмотрении профиля II—II, где в надсолевом комплексе параллельно друг другу и поверхности соли прослеживаются сейсмические границы. Неразмывые нижнемеловые и верхнеюрские надсолевые горизонты облегают соляную антиклиналь. Прорыва солью вышележащих отложений не наблюдается.

Еще более показательными являются данные скважин по Репетекской структуре (профиль III—III). Сква. 1 на глубине 365 м под неоген-четвертичными образованиями вошла в соленосную толщу. Сква. 2 на северном крыле под неогеновыми осадками на глубине 840 м вскрыла нижнюю часть верхнего мела (сеноман), прошла весь разрез нижнемеловых и надсолевых верхнеюрских отложений и на глубине 2290 м вошла в соль. Сква. 3 на южном крыле под неоген-четвертичными отложениями, мощность которых составляет 570 м, вскрыла породы апта, прошла весь разрез неокома и титона и лишь на глубине 1670 м вошла в соленосную толщу.

Из изложенного следует, что на обоих крыльях Репетекской структуры наблюдается нормальный, не осложненный диапиризмом стратиграфический контакт соленосной толщи с лежащими выше верхнеюрскими отложениями. Появление соли в ядре складки непосредственно под неогеновыми осадками связано с глубоким размывом надсолевых отложений. Между тем, при наличии ядра протыкания на крыльях из разреза должна была бы выпасть нижняя часть надсолевого комплекса, прорванная солью.

Утемергенская структура бурением не изучалась. Здесь есть лишь одна картировочная скважина, вскрывшая на глубине 714 м под неогеновыми осадками породы альбского яруса. По данным сейсморазведки (профиль IV—IV), из общего разреза надсолевой толщи за счет преднеогенового размыва выпадают верхнемеловые — палеогеновые отложения, тогда как нижнемеловые образования солью не прерываются и участвуют в строении складки наряду с соленосной толщей.

В зависимости от стратиграфической глубины преднеогенового размыва свода и высоты замкнутого контура складки в надсолевом комплексе в Репетекской зоне можно выделить три группы структур:

1) складки, размытые в своде до верхнемеловых отложений с превышением вершины над замкнутым контуром до 100 м. К ним относятся локальные поднятия крайней западной части Репетекской зоны — Келийское, Северо-Байрам-Алийское и Шараплинское;

2) складки, размытые в своде до нижнемеловых отложений, с превышением вершины над замкнутым контуром, измеряемым несколькими сотнями метров (обычно до 500 м). К этой группе принадлежит большая часть структур рассматриваемой зоны (Утемергенская, Аджикуинская, Мартовская, Южно-Репетекская и др.);

3) складки, в которых соляное ядро выходит на уровень преднеогенового размыва (Репетекская), или непосредственно на дневную поверхность (Шальгеричбабинская, Донгузсыртская), с высотой надсолевой структуры в замкнутом контуре свыше 1000 м.

В складках первой группы перетекание соли происходило в небольших размерах и не сказывалось на их морфологии. Морфологические особенности складок второй группы обусловлены как блоковыми подвижками фундамента, так и значительным увеличением мощности соли в своде за счет ее выжимания из прилегающих опущенных участков. Определяющее значение в морфологии надсолевого комплекса складок третьей группы играет переток соли и своды структур.

Чешме-Репетек-Донгузсыртская антиклинальная зона соляных дислокаций с обеих сторон ограничена узкими синклиналильными прогибами, усиленными в надсолевом комплексе за счет оттока соли в сторону зоны. Со складками третьей и в меньшей мере второй групп сопряжены аномально глубокие синклиналильные формы в надсолевых отложениях, которые мы рассматриваем как компенсационные мульды. Надсолевые отложения в этих синклиналях опущены по сравнению с общим уровнем окружающих региональных отрицательных структур на 200 м и более.

Таким образом, всестороннее изучение и анализ имеющихся материалов позволяют сделать вывод о том, что соляные структуры Чешме-Репетек-Донгузсыртской зоны не осложнены соляными штоками, не являются диапировыми или криптодиапировыми складками в классическом понимании, а представляют собой пликативные соляные антиклинали. Этот вывод подтверждается и геофизическими данными. Соляные антиклинали не отражаются в виде минимумов силы тяжести, обычно соответствующих прорванным соляным диапирам. Малоинтенсивное гравитационное поле этой зоны для солянокупольных областей не характерно. Присводовая часть соляных антиклиналей, так же как поверхность подсолевых отложений, сейсморазведкой МОВ не картируется. В связи с последним обстоятельством и по сейсмическим данным нельзя судить о наличии зон протыкания. В областях, где сейсмические границы мела и юры начинают прослеживаться, заметного изменения мощности и выклинивания стратиграфических горизонтов в надсолевом комплексе по мере приближения к ядру складок не наблюдается, и углы наклона отражающих границ постепенно и в одинаковой мере нарастают. Сейсмические горизонты в надсолевом комплексе залегают параллельно друг другу и поверхности толщи солей.

Согласное залегание всех надсолевых горизонтов до палеогена включительно и резко отличное строение почти не дислоцированных плиоценовых отложений свидетельствуют о том, что Репетекская зона сформирована главным образом в результате движений, происходивших в период между палеогеном и плиоценом.

Отмеченные на профилях изгибы преднеогеновой поверхности размыва в районе Репетека и Шальгеричбабы связаны с ростом соляных ядер в плиоцене и антропогене.

Степень проявления соляного тектогенеза Репетекской зоны, вероятно, зависит от ее положения по отношению к прилегающим региональным структурам. По-видимому, не случайна приуроченность участков относительного усиления соляного тектогенеза к сочленению прилегающих положительных

и отрицательных структур. Так, первое отчетливое проявление соляного тектогенеза, выраженное переходом от первой группы локальных складок (Шарапли) ко второй (Утемерген), наблюдается на сочленении Заунгузского и Восточно-Байрам-Алийского прогибов с Малайским и Учаджинским валами. Самые резкие соляные антиклинали с соляным ядром, выходящим под неоген и на земную поверхность (Репетек, Шальгеричбаба и Донгузсырт), также находятся на сочленении региональных отрицательных и положительных структур (Малайского, Учаджинского валов, мегантиклинали юго-западного Гиссара с Карабекаульским и Обручевским прогибами). Не исключено, что положительные региональные структуры играли роль упоров, затруднявших свободное латеральное перемещение соли от зон максимальных нагрузок в отрицательных региональных структурах в сторону структур с меньшим весом надсолевого комплекса. Влияние подвижек по Чешме-Репетек-Донгузсыртскому разлому на изменение морфологии складок этой зоны по ее простиранию могло сказываться лишь в случае усиления этих движений в восточном направлении.

Отмеченные морфологические изменения не могут быть объяснены и особенностями предсреднеплиоценового эрозионного вреза, поскольку с увеличением его глубины в западном направлении происходит не усиление, а, наоборот, ослабление и затухание соляной тектоники.

Затухание соляного тектогенеза на западном окончании Репетекской зоны, видимо, вызвано общим уменьшением мощности соли, а также потерей ею высокой пластичности за счет появления примеси терригенного материала.

Репетекская зона — один из интересных объектов для поисков на нефть и газ. Основные перспективы зоны связаны с подсольевыми отложениями, в первую очередь с верхнеюрской карбонатной толщей. Из надсолевых отложений практический интерес представляют главным образом песчаники неокома, с которыми связаны газовые залежи в ряде месторождений Мары-Серахской седловины (Байрам-Али, Шехетли, Майское, Еланское) и на западной оконечности Репетекской зоны (Шарапли, Кели). Для поисков нефти и газа в надсолевых отложениях перспективны все складки Репетекской зоны, в которых неокомские отложения сохранились от предполагаемого размыва. Наиболее интересна из них Утемергенская структура. Об этом свидетельствуют ее положение в непосредственной близости от Шараплинского месторождения и большие размеры ловушки, в несколько раз превышающие объем ловушки на Шараплинском месторождении. Однако, учитывая низкий коэффициент заполнения ловушек газом на Келийском и Шараплинском месторождениях, рассчитывать на крупную залежь в надсолевых неокомских отложениях на Утемергенской структуре вряд ли можно. По всей видимости, западные складки Репетекской зоны находятся близ северного края латеральных углеводородных миграционных потоков, бравших начало в опущенных участках Мургабской впадины и Предкопетдагского краевого прогиба. Формирование залежей в надсолевом комплексе связывается с перетоком углеводородов из юрских отложений в зонах выклинивания и малой мощности солей и их последующей латеральной миграцией вверх по региональному наклону слоев.

Наиболее вероятно, что основная часть углеводородов в восточной Туркмении экранирована солью, в связи с чем разведка подсольевых юрских отложений на всей этой территории, и в том числе в Репетекской зоне, является весьма актуальной задачей. В случае прямого соотношения структурных планов антиклинальных складок в надсолевом и подсольевом комплексах Репетекская зона с ее многочисленными локальными поднятиями, могущими служить ловушками для нефти и газа, окажется одной из наиболее важных зон нефтегазонакопления в юрских отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р. Е., Камышев Н. Н.— Геология нефти и газа, 1960, 6.
2. Айзберг Р. Е., Амурский Г. И.— Геология нефти и газа, 1962, 3.
3. Гапеев В. В., Гейман Б. М.— Сов. геология, 1963, 10.
4. Гарецкий Р. Г., Юрьевич А. А.— В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы I симпозиума. Львов, 1964.
5. Мильштейн Д. М.— Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн. хим. и геол. наук, 1960, 2.

А. Е. Атеев

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МЕТОДИКА РАЗВЕДКИ ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЕННОЙ СОЛИ В СССР

В соляной промышленности СССР эксплуатируется пять месторождений каменной соли: Солотвинское, Артемовское, Илецкое, Аванское и Нахичеванское. Расположены эти месторождения в европейской и малоазиатской частях СССР. На территории азиатской части СССР эксплуатируемых месторождений каменной соли нет.

Добыча соли на эксплуатируемых месторождениях превышает 6 млн. *т* при общей добыче поваренной соли около 16,5 млн. *т*. Каменная соль месторождений имеет различный возраст и отличается по форме залегания. В одних случаях это пласты, в других — соляные штоки.

История эксплуатации отдельных месторождений насчитывает сотни лет, тогда как другие разведаны и начали разрабатываться в последние годы. Однако геологическая структура как тех, так и других остается недостаточно изученной. Это приводит к тому, что в горные выработки месторождений часто прорываются воды и соляные шахты затапливаются. Достаточно сказать, что за период эксплуатации только Солотвинского месторождения было затоплено семь шахт. Струйные водопроявления, вплоть до катастрофических прорывов воды в горные выработки, зафиксированы на Илецком месторождении. Интенсивно обводняется Аванское месторождение.

Трудности, возникающие при обводненности месторождений, вызваны тем, что очень мало внимания уделяется их доразведке. В большинстве случаев изучалась только сводовая часть солянокупольных месторождений, выходящих близко к дневной поверхности, или же разведка ограничивалась площадью контура шахтного поля.

Из-за того, что на прилегающих участках исследования не проводились, неправильно определялась форма соляного тела в плане. В результате ошибочных представлений о конфигурации соляного тела допускалась подработка боковых целиков или выход горных выработок за пределы контура сводовой части залежи с последующим их обводнением.

Внутреннее строение соляных залежей изучалось также недостаточно. Горные выработки закладывались в неблагоприятных гидрогеологических условиях вкрест простирания рыхлых (слабосвязанных) структурных разновидностей каменной соли, с которыми связаны участки наиболее обильных водопроявлений.

Иногда горные выработки утыкались в структурные осложнения обособленных приподнятых участков, подстилающих пласты соли, или в пласты соленосных глин, ограничивающих простирание разрабатываемого крутопадающего пласта.

Ниже приводим краткую структурно-геологическую характеристику наиболее сложных по своему строению эксплуатируемых месторождений каменной соли.

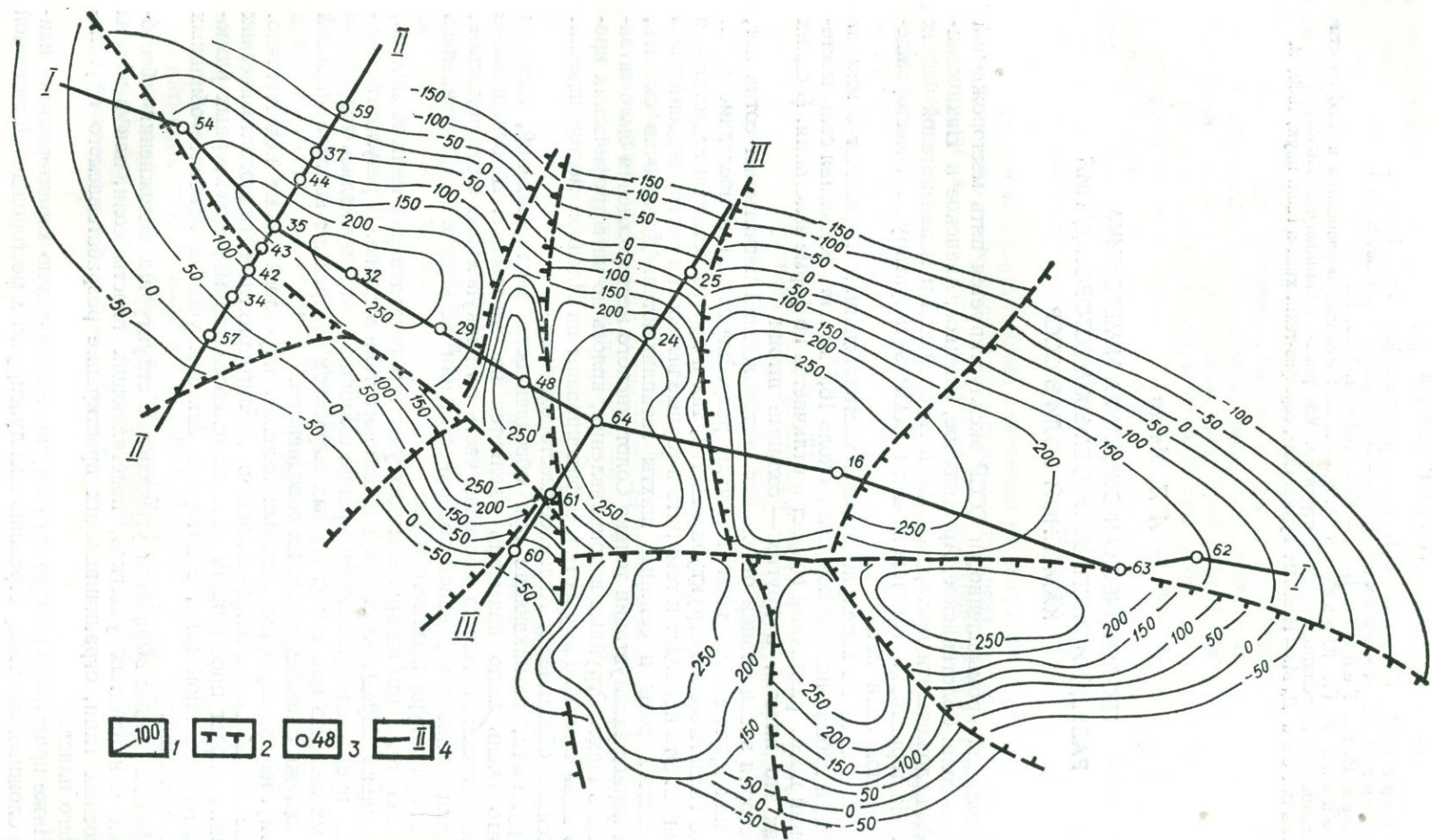


Рис. 1. Структурная карта поверхности соленосной залежи Солотвинского месторождения каменной соли (составил А. Е. Атеев по материалам геолого-разведочных работ Закарпатской ГРЭ, 1972 г.):
 1 — изогипсы; 2 — дизъюнктивные нарушения; 3 — разведочные скважины; 4 — линии геологических разрывов.

Солотвинское месторождение

Солотвинское месторождение каменной соли расположено в юго-восточной части Закарпатского внутреннего прогиба. Пласты соли относятся к отложениям тереблинской свиты среднего миоцена. Месторождение отличается сложностью геологических и гидрогеологических условий. Борьба с подземными и поверхностными водами, поступающими в горные выработки, ведется с самого заложения соляного рудника. За период эксплуатации месторождения было пройдено девять шахт.

В настоящее время добыча ведется только на шахте № 8. На шахте № 9 проведены подготовительные работы. Семь шахт затоплено вследствие больших притоков воды или плохого качества соли. На действующей шахте № 8 приток воды в горные выработки достигает 2 млн. м³ в год, что усложняет и удорожает добычу соли. Дифференцированная разработка пластов соли по качеству также затруднена вследствие слабой изученности внутренней структуры месторождения.

Несмотря на давность эксплуатации месторождения и большое количество проведенных разведочных и научно-исследовательских работ, многие вопросы геологии и гидрогеологии месторождения остаются нерешенными или трактуются по-разному. Весьма недостаточно исследованы приконтактные части соляной залежи с вмещающими породами. По-разному освещаются вопросы взаимосвязи водоносных горизонтов коренных пород с водами четвертичных отложений. Недостаточно изучены тектоника и геохимия вод на месторождении, а также карстовые процессы на соляной залежи.

Разведочные работы, проведенные за последние годы, в основном были направлены на уточнение запасов каменной соли в пределах горного отвода шахт № 8 и 9. Полученные при доразведке месторождения материалы на отдельных участках не дают однозначного решения о конфигурации соляной залежи. Однако анализ разведочных материалов дал возможность по-новому оценить строение Солотвинской соляной структуры. Согласно полученным материалам, она представляет собой брахиантиклинальную складку, расчлененную сбросами на ряд обособленных, опущенных или приподнятых один относительно другого, блоков.

В сводовой части структуры (рис. 1) четко обозначаются три основных блока: восточный, центральный и северо-западный. В рельефе поверхности наличие блоков легко определяется по границам надпойменных террас, по которым видна амплитуда их смещения. Наиболее приподнятый восточный блок с абсолютными глубинами залегания свыше 275 м, наиболее погруженный — северо-западный, абсолютные отметки залегания которого не превышают 255 м.

Разведочные работы по определению качественного состава пластов соли позволили дополнительно подкрепить наш вывод о блоковом строении месторождения. Как видно из рис. 2, центральный блок соляной залежи в основном сложен переслаивающимися пластами соленосных глин с загрязненной глинистым материалом солью. Это дает основание предполагать, что первоначально он залегал более глубоко, т. к. в нормальном разрезе низы тереблинской свиты характеризуются подобным переслаиванием. Образование складки, а затем выжимание в центральной части ограниченного дизъюнктивными нарушениями обособленного блока привело к тому, что высококачественные соли, расположенные в верхней части свиты, оказались размытыми, а нижняя часть в фиксируемом в настоящее время положении.

Краевые части соляной залежи также более сложного строения, чем считалось до настоящего времени. Наличие более мелких блоков обусловило развитие в краевых частях соляной залежи заливообразных заходов, которые затрудняют определение действительных размеров боковых предохранительных целиков при отработке горных выработок в краевых частях месторождения. Горные выработки шахты № 8 иногда выходят за пределы соляной залежи, что способствует проникновению в них околосолевых вод.

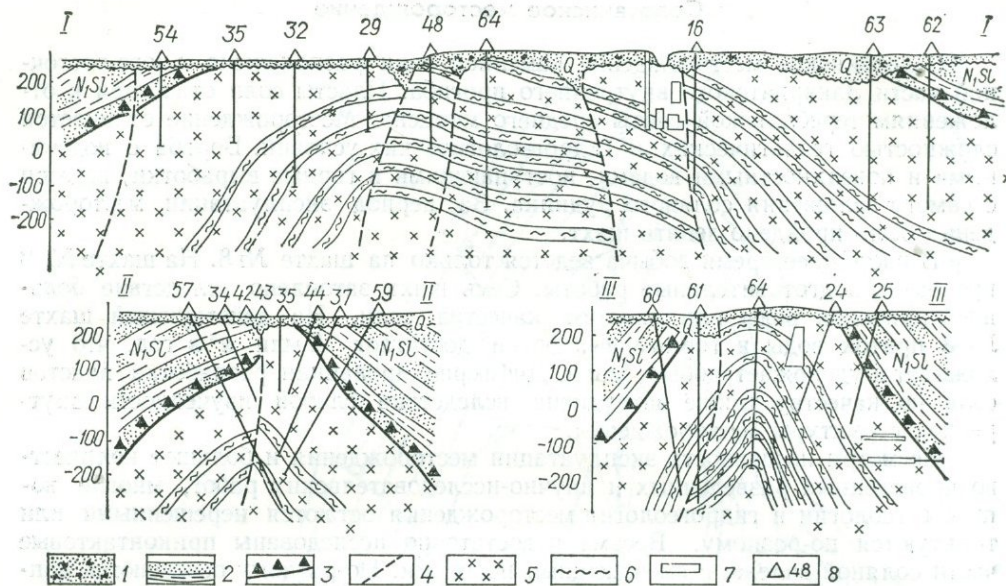


Рис. 2. Геологические разрезы Солотвинского месторождения каменной соли по линиям I—I, II—II, III—III (составил А. Е. Атеев по материалам геолого-разведочных работ Закарпатской ГРЭ, 1972 г.):

1 — валуно-галечные образования четвертичного возраста; 2 — вмещающие соляную залежь породы солотвинской свиты; 3 — зона брекчирования; 4 — дизъюнктивные нарушения; 5 — пласты каменной соли; 6 — пласты соленосной глины; 7 — горные выработки; 8 — разведочные скважины.

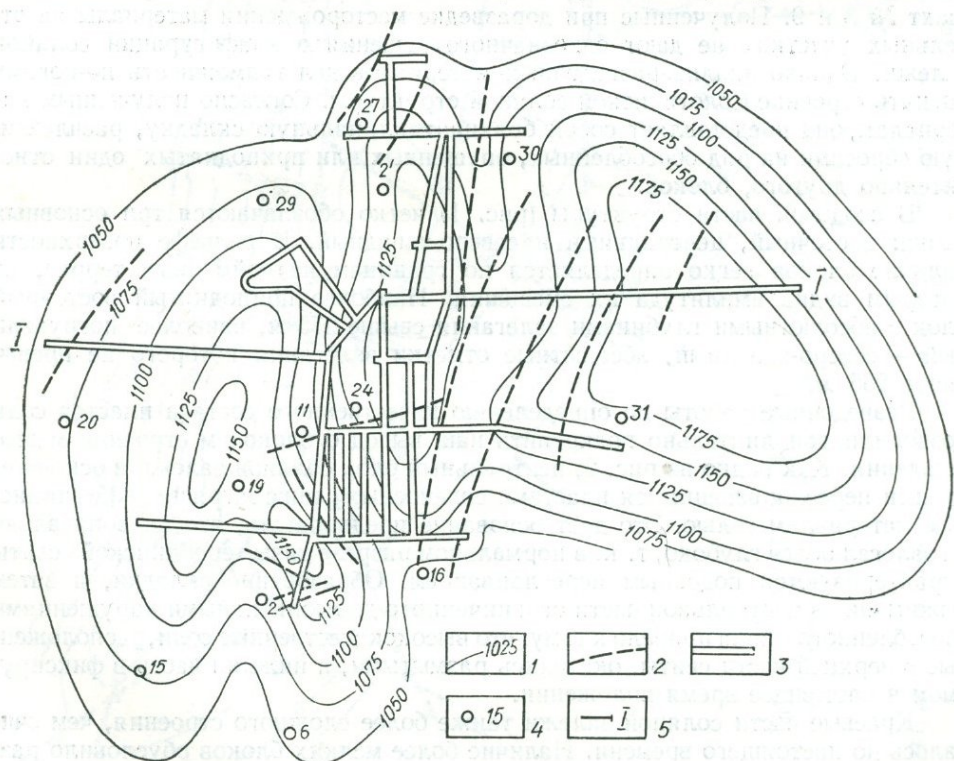


Рис. 3. Структурная карта поверхности соленосной залежи Аванского месторождения каменной соли (составил А. Е. Атеев по материалам геолого-разведочных работ Ереванского ГУ, 1971 г.):

1 — изогипсы; 2 — дизъюнктивные нарушения; 3 — горные выработки; 4 — разведочные скважины; 5 — линия геологического разреза.

Отсутствие четкого представления о конфигурации боковых частей соляной залежи и ее блоковом строении осложняет выбор правильного направления горных выработок. Горные выработки в отдельных случаях вскрывают дизъюнктивные нарушения (разломы), к которым приурочено развитие карстовых полостей, обводненных за счет околосолевых и надсолевых вод. По фиксируемым разломам и связанным с ними понижениям в рельефе поверхности соли происходит движение регионального потока воды с севера в сторону реки Тиссы.

Блоковое строение и выход отдельных высококачественных пластов соли, сложенных рыхлыми (слабосвязанными) разновидностями каменной соли, в контактах участки с вмещающими породами также способствуют обводнению горных выработок и затрудняют дифференцированную (по качеству) выборку соли.

Правильное представление о геологической структуре месторождения, детальное изучение его конфигурации дадут возможность бороться с притоком воды в горные выработки и облегчат проектирование горных работ для выемки соли по сортам. При этом следует учесть, что в северо-западном блоке сохранившихся пластов высококачественной соли значительно больше, чем в других, и залегают они на меньших глубинах.

Аванское месторождение

Аванское месторождение каменной соли расположено в центральной части Армянской ССР и занимает территорию, составляющую часть Канакерского плато. Оно приурочено к северной части Ереванской синклинали, имеющей северо-восточное простирание и являющейся частью Приереванского соленос-

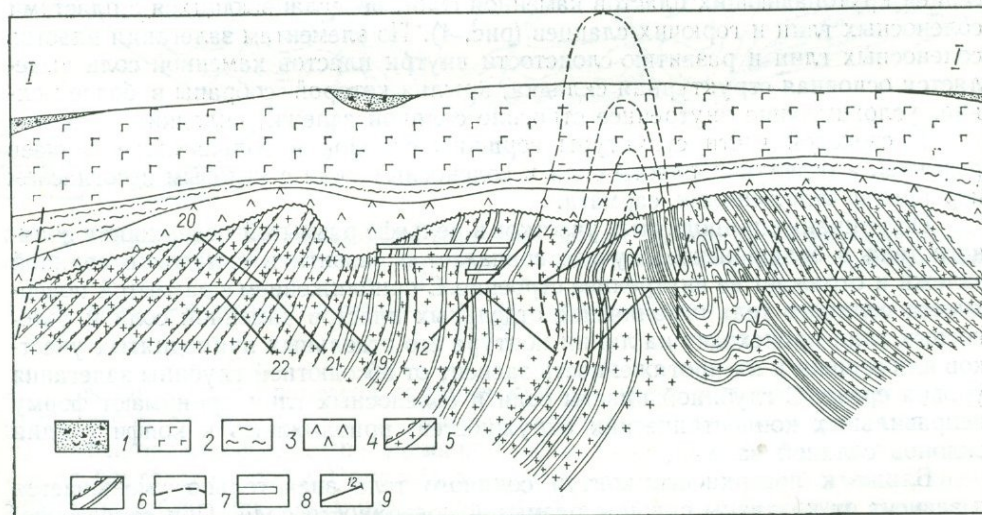


Рис. 4. Геологический разрез Аванского месторождения каменной соли по линии I—I (составил А. Е. Атеев по материалам геолого-разведочных работ Ереванского ГУ и картирования внутренней структуры соленосной залежи по обнажениям в горных выработках, 1971 г.):

1 — современные насосы; 2 — верхнеплиоцен-четвертичные базальты; 3 — сарматские глины; 4 — керок; 5 — пласты каменной соли; 6 — пласты соленосных глин; 7 — дизъюнктивные нарушения; 8 — горные выработки; 9 — разведочные скважины.

ного бассейна. При формировании Ереванской синклинали под влиянием тектоно-гравитационных процессов соленосная толща подверглась пликативной дислокации, в результате чего на фоне моноклиального погружения крыльев синклинали сформировался ряд более мелких обособленных брахиантиклинальных складок.

Аванское месторождение приурочено к одной из многочисленных брахиантиклинальных складок, развитых в этом районе. Складка сложена пластинами

гипсоносно-соленосной толщи среднего миоцена, в сводовой части которой располагается гипсово-глинистая шляпа (кепр), образовавшаяся в результате выщелачивания соленосной толщи в сводовой части складки. Выше по разрезу залегают породы зангинской толщи (сармат), верхнего плиоцена (покров базальтов) и четвертичные. Строение Аванского месторождения весьма сложное. Проведенными поисково-разведочными работами по оконтуриванию соленосного тела, с учетом бурения наклонных разведочных скважин в своде горных выработок горизонта 235 м, удалось уточнить его конфигурацию в плане.

Размытая поверхность соляного тела имеет довольно сложное строение с серией дизъюнктивных нарушений, которые расчленяют сводовую часть залежи на отдельные обособленные участки (рис. 3).

В пределах площади горных выработок горизонта 235 м (1055 м) сводовая часть соляного тела размыта, асимметрична, несколько вытянута в северо-восточном направлении. Размеры сводовой части соляного тела в пределах горных выработок горизонта 235 м — 1400 × 900 м. Амплитуда сводовой части несколько больше 100 м. Свод структуры осложнен обособленными приподнятыми участками, которые представляют собой останцы размытой поверхности и имеют довольно сложную конфигурацию. Таких приподнятых участков выделено четыре, они в свою очередь имеют обособленные замкнутые вершины. Амплитуда отдельных приподнятых участков иногда достигает 50 м и более. Простираение их в большинстве случаев северное.

Замкнутый участок в восточной части структуры имеет прямую связь с дизъюнктивными нарушениями, которые, по-видимому, расчленяют здесь соляное тело на отдельные более мелкие блоки.

Внутренняя структура соляной залежи очень сложная и представлена серией крутопадающих пластов каменной соли, переслаивающихся с пластами соленосных глин и горючих сланцев (рис. 4). По элементам залегания пластов соленосных глин и развитию слоистости внутри пластов каменной соли выделяется основная структурная складка, крылья которой собраны в более мелкие, усложняющие внутреннее строение соляной залежи, складки.

В сводовой части структуры вершины складок в большинстве случаев размыты, а отдельные пласты соли и соленосных глин с угловым несогласием перекрывают отложениями сармата.

Простираение приподнятых участков в рельефе размытой поверхности соляного тела в большинстве случаев совпадает с развитием складок в соляной залежи и отражает ее внутреннее строение. С приближением к размытой поверхности соляного тела ограничение отдельных пластов каменной соли и соленосных глин происходит на линии контура его отдельных приподнятых участков или вершин и их протяженность зависит от абсолютной глубины залегания уровня среза. С глубины пласты соли и соленосных глин принимают форму неправильных концентрических окружностей, приближаясь к конфигурации склонов соляной залежи.

Ближе к поверхности контур соляного тела значительно уменьшается и зависит от крутизны склонов размытой поверхности соли. При сопоставлении площади развития соли на уровне среза горизонта 235 м и горизонта 185 м установлено, что на втором из них она почти вдвое сократилась, а очертания отдельных участков принимают более четкие формы.

Некоторые выработки на уровне горизонтов 235 и 185 м вышли за пределы контура сводовой части соляного тела во вмещающие соль обводненные глинистые отложения сармата. В результате часть горных выработок затоплена водами сарматского горизонта. Боковые и потолочные предохранительные целики на отдельных участках очень малы, что может привести к прорыву вод в горные выработки или их обрушению.

Илецкое месторождение

Илецкое месторождение каменной соли представляет собой один из многочисленных соляных куполов пермского возраста, развитых в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы. Специфической особенностью геоструктуры этого района является широкое развитие солянокупольной тектоники, которая наложила свой отпечаток как на развитие вмещающих соляные купола отложений, так и на их внутреннюю структуру. В результате текто-

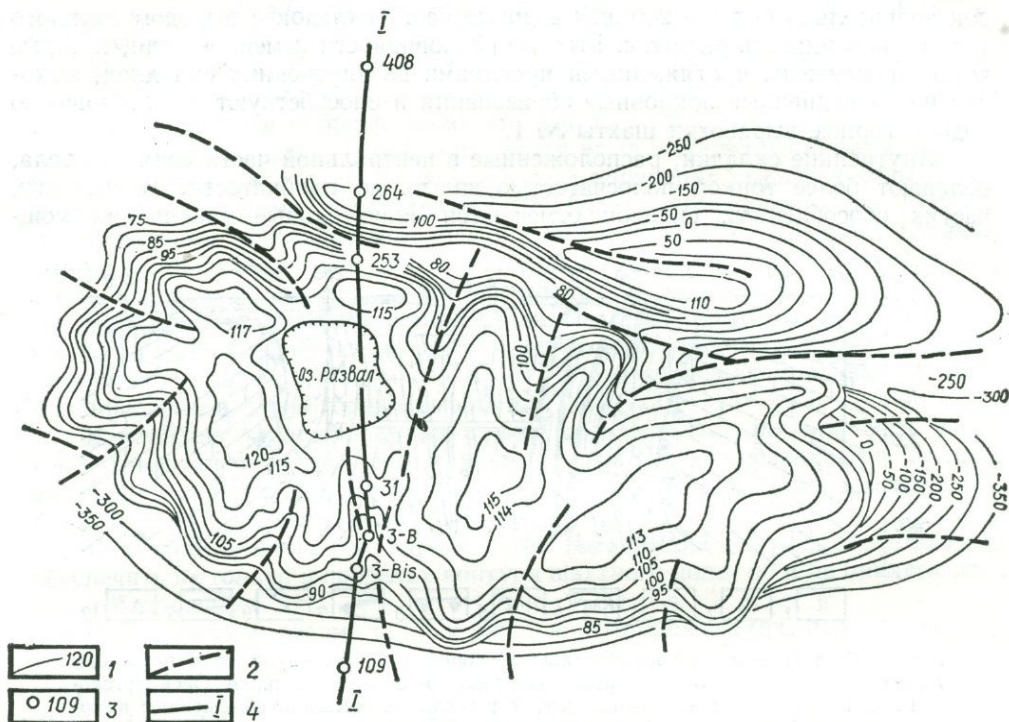


Рис. 5. Структурная карта поверхности соленосной залежи Илецкого месторождения каменной соли (составил А. Е. Атеев по материалам геолого-разведочных работ Оренбургского ГУ, 1971 г.):

1 — изогипсы; 2 — дизъюнктивные нарушения; 3 — разведочные скважины; 4 — линия геологического разреза.

но-гравитационных процессов соляные купола имеют ряд закономерных особенностей в своем развитии и довольно сложное внутреннее строение.

Илецкое месторождение каменной соли расположено на приподнятом крыле бортового уступа Прикаспийской синеклизы. По отложениям верхней перми и мезозоя бортовой уступ на данном участке соответствует флекуре Иртек — Илек.

Контур соляного тела в плане имеет вид эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 5.) Размер сводовой части соляного штока $2 \times 1,5$ км. В центральной части купола (район озера Развал) отмечаются выходы пород каменной соли на дневную поверхность. В сводовой части купола есть несколько обособленных эрозионных останцов, которые четко определяются по мощности перекрывающих соль четвертичных отложений. Рост купола также контролируется изменением мощности вмещающих его пород перми и мезозоя. С приближением к склонам соляного тела отложения перми, мезозоя и частично неогена дорваны и образуют тектоническое несогласие. У поверхности соляное тело имеет грибообразный раздув, или шляпу, т. е. как южный, так и северный склоны соляного штока имеют подвернутые карнизы.

В структуре соляного штока несколько внутренних складок (рис. 6). Эти складки четко прослеживаются по наличию в соляном теле более темных прослоев годичных колец и имеют в плане простирание согласное с боковыми поверхностями соляного штока. При четко выраженной полосчатости выделить отдельные маркирующие прослои в соляном теле, за исключением соляной «радуги», не представилось возможным. Однако зафиксированные складки по горным выработкам горизонта $+18,0$ м нашли свое отражение в структурном плане горизонта $-160,0$ м. Установленная амплитуда пяти из этих складок значительно больше 200 м. Сводовые части складок с выходом соляного тела на поверхность размыты. Рыхлые разновидности каменной соли, которые четко прослежены протяженными прослоями во внутренних складках, выходят под обводненные покровные образования и способствуют проникновению воды в горные выработки шахты № 1.

Внутренние складки, расположенные в центральной части соляного тела, обладают более тонкой полосчатостью, вплоть до плейчатости. В сводовых частях обособленных складок отмечаются значительные увеличения мощ-

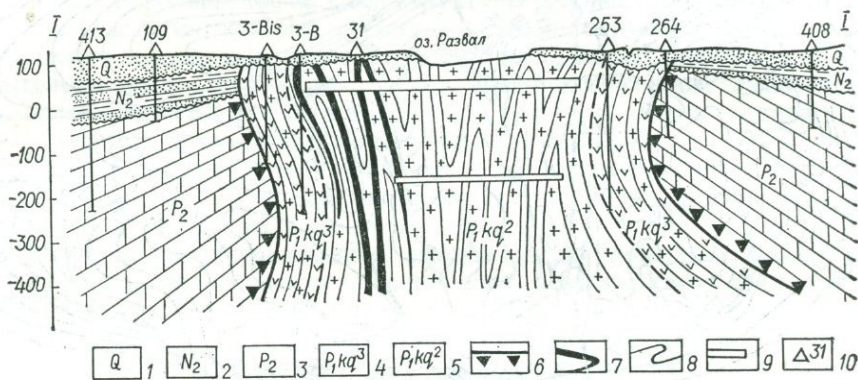


Рис. 6. Геологический разрез Илецкого месторождения каменной соли по линии I—I (составил А. Е. Атеев по материалам геолого-разведочных работ Оренбургского ГУ и картирования внутренней структуры соляной залежи по обнажениям в горных выработках, 1971 г.):

Вмещающие соль отложения: 1 — четвертичные, 2 — неогеновые, 3 — верхнепермские, 4 — сульфатно-соленосные (верхний кунгур); 5 — каменная соль (средний кунгур); 6 — зона брекчирования; 7 — маркирующий пласт (соляная радуга); 8 — внутрикупольная складчатость; 9 — горные выработки; 10 — разведочные скважины.

ности отдельных прослоев соли по сравнению с аналогичными прослоями на их крыльях. Эти складки образовались, по-видимому, на первом этапе формирования купола, во время наиболее интенсивного отжимания соли. Складки, расположенные на периферийных частях соляного штока, характеризуются меньшей смятостью и отсутствием плейчатости. Однако раздувы отдельных прослоев в сводовых частях также четко фиксируются.

Констатируя изложенное выше, можно сделать следующие выводы:

Солотвинское и Аванское месторождения не являются соляными куполами, а представляют собой брахиантиклинальные складки, размытые в сводовой части и расчлененные сбросами на ряд блоков.

Илецкое месторождение представляет собой типичный прорванный соляной шток, осложненный внутренней складчатостью вследствие плейчатости и текучести соли.

Основными причинами проникновения воды в горные выработки шахт являются:

- вскрытие верхней закарстованной и обводненной части соляной залежи горными выработками;
- вскрытие тектонических нарушений (разломов) или обводненных контактов краевых частей соляной залежи горными выработками и разведочными скважинами;

— недостаточная мощность боковых предохранительных целиков и водозащитного свода;

— подработка предохранительных целиков разведочных скважин, пробуренных с поверхности;

— разрушение водозащитного свода и боковых целиков карстовым процессом.

Назрела необходимость доразведки месторождений соли и пересчета балансовых запасов добываемого сырья. Только за последние годы пересчет запасов соли на Аванском месторождении проводился три раза. По инициативе ВНИИСоли на Аванском месторождении проведен комплекс геологических и геофизических исследований, в результате которых произведено картирование поверхности соленосной толщи и уточнено внутреннее строение залежи. При пересчете запасов обнаружено, что они меньше принятых ранее.

Встречается и другая крайность, когда из-за недостаточной разведанности месторождения его запасы и возможность расширения сырьевой базы оказываются заниженными. Проведенные ВНИИСоли исследования на Илецком месторождении показали, что вблизи основного разрабатываемого соляного штока располагается «дочерний», который на глубине 74—200 м сливается с ним, благодаря чему запасы месторождения увеличиваются почти вдвое.

Проведенные исследования показали, что при разработке месторождений каменной соли и перед введением в эксплуатацию новых необходимо предусматривать комплекс разведочных работ, обеспечивающих правильный выбор и направление ведения горных выработок.

В комплекс разведочных работ как обязательные должны быть включены геофизические исследования по картированию поверхности соляной залежи и прилегающих к ней площадей (электроразведка методом ВЭЗ, ТТ, гравиразведка, сейсморазведка МОВ или РНП).

Изучение литологии и гидрогеологии вмещающих соль пород необходимо обеспечить не только в пределах контура шахтного поля, но и на прилегающих к нему площадях.

С увеличением объема горных работ на месторождениях, необходимо проводить изучение внутренней структуры соляных залежей, взаимосвязи ее со структурой вмещающих пород с последующим уточнением направления горных выработок.

Проведение указанных мероприятий при разведке и эксплуатации позволит значительно сократить пробел, имеющийся в практике освоения соляных месторождений.

А. Н. Бокун

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР СОЛОТВИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Механизм образования соляных структур продолжает оставаться одной из наиболее слабо изученных проблем в геотектонике, хотя актуальность и практическое значение ее вполне очевидны. Правильное представление об этом процессе даст возможность предвидеть многие закономерности в размещении структурных элементов и связанных с ними полезных ископаемых, а следовательно, и более рационально направлять поисковые и разведочные работы. Известное отставание в этой области обусловлено слабым применением новых методов исследования (в частности, тектонофизических) и недостаточным использованием достижений тех наук, которые занимаются вопросами деформаций и разрушения твердых тел.

Попытки объяснить механизм образования соляных структур по данным лишь геологических методов часто приводят к появлению разноречивых, по-

рой взаимоисключающих мнений, а иногда (где возникают трудности) — к выдвиганию недостаточно обоснованных представлений и гипотез, вместо всесторонней и полной аргументации существующих.

Привлечение для решения обсуждаемых вопросов методов тектонофизики, в первую очередь метода эксперимента, позволило бы проверить физическую возможность процессов, предполагаемых сторонниками этих гипотез, и выявить новые, еще не известные условия образования различных типов структурных форм в земной коре. Однако моделирование конкретных структур в настоящее время сопряжено с большими трудностями из-за отсутствия количественных данных о скорости тектонических движений, амплитудах перемещений и физико-механических характеристиках горных пород — вязкости, прочности, плотности. Требуется разработка приборов и установок для изучения физико-механических свойств горных пород и испытания моделей. Эти вопросы следовало бы уже теперь включить в комплекс геологических исследований, т. к. от их разрешения зависит успех моделирования и качество получаемой информации. В данной статье показано, как преодолеваются существующие трудности.

Основная цель данной работы — проверить физическую возможность образования соляных структур Солотвинской впадины путем (как это вытекает из геологических данных) вертикальных подвижек подсолевого ложа и получить дополнительную информацию о их внутреннем строении. В экспериментах по моделированию соляных структур, проводившихся как нашими, так и зарубежными исследователями, ранее этот вопрос не рассматривался.

В качестве природного объекта выбрана Солотвинская впадина Закарпатского прогиба, современная структура которой достаточно хорошо изучена разведочным бурением и геофизическими методами. Соляные отложения нижнемиоценового возраста (верхнегерблинская свита) образуют здесь различные типы поднятий, обнаруживающих четкую связь со структурными элементами подсолевого ложа.

Непосредственно моделированию предшествовали: 1) геологическое изучение соляных структур, включающее историю их формирования, закономерности размещения и морфологию; 2) лабораторные исследования физико-механических свойств горных пород и эквивалентных материалов; 3) разработка и создание установки для испытания моделей.

Анализ фаций и мощностей миоценовых отложений показал, что тектонические движения Солотвинской впадины (как и подсолевого ложа) носят блоковый характер. Тектонические подвижки по разломам глубокого заложения происходили и в голоцене, обуславливая интенсивный рост приуроченных к ним соляных структур [2, 3].

Известные в районе соляные структуры по характеру приуроченности к тектоническим элементам подсолевого ложа подразделяются на надблоковые и надразломные. Каждая из выделенных групп структур имеет свои особенности внутреннего строения и морфологии.

Надразломные соляные структуры в разрезе трапециевидные. В плане они представляют собой брахиантиклинальные складки, вытянутые вдоль тектонических линий карпатского простирания. Северные крылья этих структур широкие и сравнительно пологие (падение северное 10—40°), южные — узкие, круто падающие на юг, стоящие вертикально, либо опрокинуты на север. Южные крылья в большинстве случаев осложнены взбросами. По характеру соотношения соляных структур с вмещающими породами они относятся к диапировым, часто с открытым ядром протыкания.

Надблоковые соляные структуры по типу принадлежат к диапиридным и криптодиапировым. Форма этих структур в плане округлая, в разрезе — куполовидная с крутизной крыльев 10—30°.

Амплитуды вертикальных перемещений блоков в процессе формирования соляных структур составляют сотни метров. Скорости тектонических движений за различные отрезки новейшего времени изменяются от 0,05 до 10 мм/год (табл. 1).

Следующий этап работы заключался в изучении вязкости, прочности и плотности горных пород и эквивалентных материалов. Для пяти образцов наиболее распространенных пород определена вязкость. Расчет ее производится по формуле:

$$\eta = \frac{1}{3} \cdot \frac{\sigma_{\text{ср}}}{\dot{\epsilon}},$$

где $\sigma_{\text{ср}}$ — среднее напряжение для времени $t_2 - t_1$, $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации в интервале $t_2 - t_1$. Коэффициент $1/3$ вводится по Траутону, чтобы перейти

Таблица 1
Сопоставление скоростей природных тектонических движений
со скоростью движений в подобных моделях

Скорость движения модели (мм/мин), подобная природной при множителях подобия					
Скорость тектонических движений в природе	Независимо выбранных				
	$C_l = 2,5 \cdot 10^4$ (1 см ∞ 250 м) $C_t = 2 \cdot 10^{-11}$ (1 мин ∞ 100 000 лет)	$C_l = 2,5 \cdot 10^4$ (1 см ∞ 250 м) $C_t = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин ∞ 10 000 лет)	$C_l = 2,5 \cdot 10^4$ (1 см ∞ 250 м) $C_t = 10^{-9}$ (1 мин ∞ 2000 лет)	$C_l = 5 \cdot 10^{-4}$ (1 см ∞ 500 м) $C_t = 10^{-10}$ (1 мин ∞ 20 000 лет)	$C_l = 5 \cdot 10^4$ (1 см ∞ 500 м) $C_t = 2 \cdot 10^{-9}$ (1 мин ∞ 1000 лет)
	Вычисленных*				
	$C_v = 1,25 \times 10^{-7}$ $C_\tau = 1,25 \times 10^{-4}$ $C_\eta = 2,25 \times 10^{-15}$	$C_v = 1,25 \times 10^6$ $C_\tau = 1,25 \times 10^{-4}$ $C_\eta = 2,5 \times 10^{-14}$	$C_v = 2,5 \times 10^5$ $C_\tau = 1,25 \times 10^{-4}$ $C_\eta = 1,25 \times 10^{-13}$	$C_v = 5 \cdot 10^6$ $C_\tau = 2,5 \times 10^{-4}$ $C_\eta = 2,5 \times 10^{-14}$	$C_v = 2,5 \cdot 10^5$ $C_\tau = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_\eta = 5 \cdot 10^{-13}$
10	250	25	5,0	100,0	5,0
9	225	22,5	4,5	90,0	4,5
8	200	20	4,0	80,0	4,0
7	175	17,5	3,5	70,0	3,5
6	150	15,0	3,0	60,0	3,0
5	125	12,5	2,5	50,0	2,5
4	100	12,0	2,0	40,0	2,0
3	75	7,5	1,5	30,0	1,5
2	50	5,0	1,0	20,0	1,0
1	25	2,5	0,5	10,0	0,5
0,5	12,5	1,25	0,25	5,0	0,25
0,1	2,5	0,25	0,05	1,0	0,05
0,05	1,25	0,12	0,02	0,5	0,02

* Множители подобия вычислялись по формулам М. В. Гзовского [4].

от вязкости сжатия к сдвиговой вязкости $\eta_c = \frac{\tau}{\dot{\gamma}}$. Значения t и $\dot{\epsilon}$ снимались с кривых кинетики деформации, построенных по данным испытания образцов горных пород на ползучесть при одноосном сжатии. Нагрузка на образец составляла порядка 60—70% предела прочности его. Образец выдерживался под нагрузкой в течение полутора-двух месяцев. Полученные значения вязкости в сравнении с известными по литературным данным для аналогичных пород других районов оказались близкими. Эти же данные послужили исходными для определения общей вязкости толщ, которая равна для

надсолевой толщи $10^{17} - 10^{18}$ нз, солевой — $10^{16} - 5 \cdot 10^{16}$, подсолевой — $10^{20} - 10^{21}$ нз.

Условно-мгновенная прочность и плотность определены для восьмидесяти образцов горных пород, отобранных послойно из двух наиболее характерных разрезов скважин. Для испытания на прочность из керна вытачивались цилиндрические образцы диаметром 50—60 см, высотой — 70—80 см; обеспечивалась параллельность и пришлифовка торцовых граней, а затем раздавливались на гидравлическом прессе 2ПГ-125 и испытательной машине ИМ-12. Средняя условно-мгновенная прочность для каждой толщи определялась как

$$\frac{\sum n_i h_i}{H},$$

где n_i и h_i — соответственно прочность и мощность одного слоя, H — мощность толщи. Численные значения этих величин составляют: для надсолевой толщи $3,86 \cdot 10^8$, солевой — $1,77 \cdot 10^8$, подсолевой — $1,09 \cdot 10^9$ дин/см².

По этой же формуле из значений плотности каждого образца, измеренного на денситометре Д₃, вычислена средняя плотность надсолевой толщи ($2,46$ г/см³), солевой ($2,17$ г/см³) и подсолевой ($2,53$ г/см³). Полученные величины хорошо согласуются с данными плотностного разреза, построенного для геологической интерпретации гравиметрических данных Л. Е. Фильштинским (1970).

После получения основных физико-механических характеристик толщ горных пород и теоретического определения их значений для моделей задача состояла в подборе эквивалентных материалов с величинами, близкими к расчетным. Поиск таких материалов производился путем построения графиков зависимости изменения какого-либо одного параметра от соотношения компонентов в приготовленной смеси. Вязкость определялась на пластовискозиметре В. П. Павлова и по кривым ползучести, полученным в результате испытания материалов на одноосное сжатие и сдвиг.

Исследования условно-мгновенной прочности проводились на скальвание и сдвиг. Для этой цели применялись эластомер Ребиндера, специально изготовленные небольшой пресс для одноосного сжатия и сдвиговое приспособление, построенное на принципе сдвигового прибора Толстого.

В результате проведенных исследований было установлено, что надсолевую и подсолевую толщи можно моделировать влажной тонкодисперсной веселовской глиной марки ДФ-2. Приготовленные из нее глинистые пасты имеют преимущества перед другими эквивалентными материалами — в них, как и в горных породах, хорошо развиваются пластические и разрывные деформации; кроме того, материал удобен в работе и не дорогостоящий. Эквивалентом солевой толщи служила пластичная масса, полученная в результате двухчасовой варки 12,5-процентного раствора карбоксилметилцеллюлозы (КМЦ-500). Физико-механические характеристики применявшихся материалов приведены в условиях подобия (табл. 2), выведенных из общей теории физического подобия (Гзовский, 1963).

Испытание моделей производилось на специально изготовленной установке, предназначенной для моделирования участков земной коры на пластично-вязких материалах [1]. В камере установки из подобранных материалов изготовлялась трехслойная модель, имитирующая геологический разрез надсолевой, солевой и подсолевой толщ. Соотношение мощностей слоев соответственно было 5 : 1 : 2.

Подсолевой слой модели мощностью 2—4 см укладывался непосредственно на штампы установки, моделирующие жесткие глыбы подсолевого ложа. Мощность (высота) модели выдерживалась 8—10 см, длина и ширина ее сохранялись постоянными — 70 и 10 см. Для наблюдения за происходящими деформациями в надсолевой толще на боковых гранях ее наносилась горизонтальная штриховка, изображающая слоистость.

Собственно тектонофизическое моделирование состояло в том, чтобы изготовленную горизонтальнослоистую модель подвергнуть деформации штам-

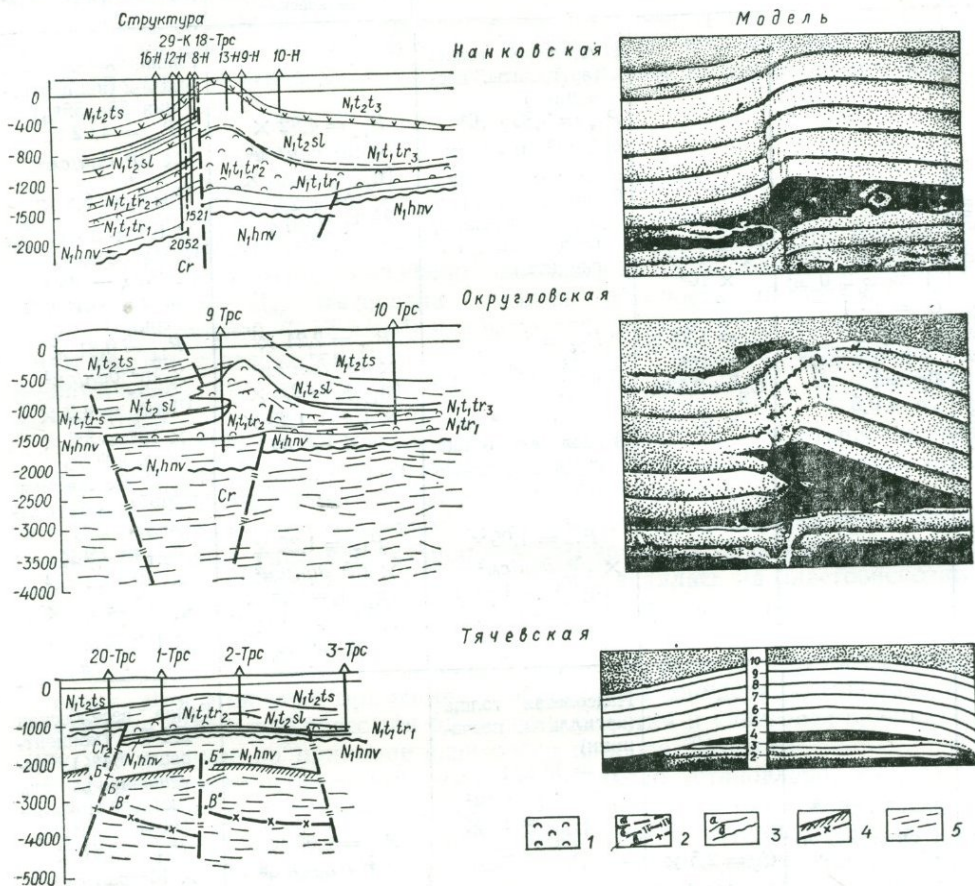
Условия подобия при моделировании соляных структур

Множители подобия		Механические свойства			
выбранные независимо	вычисленные	горных пород	эквивалентных материалов моделей (теоретические)	эквивалентных материалов моделей (фактические)	
I вариант условий подобия	$C_l = 2,5 \cdot 10^{-4}$ (1 см ∞ 250 м) $C_t = 2 \cdot 10^{-11}$ (1 мин ∞ ∞ 10 000 лет) $C_g = 1$ $C_p = 0,5$	$C_x = 1,25 \times 10^6$ $C_\tau = 1,25 \times 10^4$ $C_\eta = 2,5 \times 10^{-14}$	<p>Надсолевая толща (аргиллиты, песчаники)</p> $P_{1\tau} = 3,86 \cdot 10^8$ $\text{дин/см}^2 (\eta_{III})_0 = 10^{17} \div 10^{18} \text{ пз}$ <p>Соляная толща (соли, аргиллиты, редко гипсы, ангидриты)</p> $P_{1\tau} = 1,77 \cdot 10^8 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^{16} \div 5 \cdot 10^{16} \text{ пз}$ <p>Подсолевая толща (туфы, аргиллиты)</p> $P_{1\tau} = 1,09 \times 10^9 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21} \text{ пз}$	$P_{1\tau} = 4,82 \times 10^4 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 2,5 \times 10^3 \div 2,5 \times 10^4 \text{ пз}$ $P_{1\tau} = 2,21 \times 10^4 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 2,5 \times 10^3 \div 1,25 \times 10^3 \text{ пз}$ $P_{1\tau} = 1,36 \times 10^5 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 2,5 \times 10^6 \div 2,5 \times 10^7 \text{ пз}$	<p>Глина веселовская ДФ-2 (концентрация 55—56%)</p> $P_{1\tau} = 4,02 \times 10^4 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0^* = 5,8 \times 10^3 \div 3 \cdot 10^4 \text{ пз}$ <p>12,5% раствор (КМЦ — 500) после 2-часовой варки</p> $P_{1\tau} = 9,81 \times 10^3 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0^* = 4,2 \times 10^2 \div 3,3 \times 10^3 \text{ пз}$ <p>Глина веселовская ДФ-2 (концентрация 63%)</p> $P_{1\tau} = 9,9 \times 10^4 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0^* = 4,5 \times 10^6 \div 3,2 \times 10^7 \text{ пз}$
			$C_l = 5 \cdot 10^{-4}$ (1 см ∞ 500 м) $C_t = 2 \cdot 10^{-9}$ (1 мин ∞ ∞ 1000 лет) $C_g = 1$ $C_p = 0,5$	$C_v = 2,5 \times 10^{-5}$ $C_\tau = 5 \times 10^{-5}$ $C_\eta = 5 \times 10^{-13}$	<p>Надсолевая толща (аргиллиты, песчаники)</p> $P_{1\tau} = 3,68 \times 10^8 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 17 \times 10^{18} \text{ пз}$ <p>Соляная толща (соли, аргиллиты, редко гипсы, ангидриты)</p> $P_{1\tau} = 1,77 \times 10^8 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^{16} - 5 \cdot 10^{16} \text{ пз}$ <p>Подсолевая толща (туфы, аргиллиты)</p> $P_{1\tau} = 1,03 \times 10^9 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^{20} - 10^{21} \text{ пз}$

* Вязкости, соответствующие постоянным скоростям деформирования моделей от 25 до 175 мм/мин.

** То же от 1 до 8 мм/мин.

пами (блоками), сохраняя тот порядок движения и величины перемещений их (в соответствующем масштабе), которые были получены в результате изучения истории формирования этих структур. Однако не везде и не на всем протяжении геологической истории было возможно выявить необходимые данные. В этих случаях порядок движения и величина перемещений блоков задава-



Соотношение соляных структур с их моделями:

1 — солёные отложения; 2 — разрывные тектонические нарушения по данным: а — бурения, б — сейсморазведки, г — комплексной интерпретации; 3 — стратиграфические границы: а — согласного залегания, б — несогласного залегания; 4 — условные сейсмические горизонты; 5 — отражающие сейсмические площадки.

лись произвольно до получения интересующей структуры. Задача при этом имела обратное решение — по характеру строения самой структуры восстанавливалась ее история.

Не будем останавливаться на описании развития пластических и разрывных деформаций в процессе деформирования. Ограничимся конечным результатом испытания моделей и сопоставлением его с самими структурами. Сравнение Нанковской, Округловской и Тячевской структур с их моделями (рис.) обнаруживает близкое сходство в морфологии и некоторых чертах геологического строения. Кроме того, на моделях получены важные дополнительные сведения о деталях внутреннего строения этих структур. Так, на модели Нанковской структуры помимо основного взброса, который закартирован на южном крыле этой структуры, получены более мелкие разрывные нарушения. К ним относятся четко выраженные в сводовой части взброс и следующие за ним два сброса с возрастающими амплитудами смещений с глубиной. На модели Округловской структуры четко видна зона развития взбросов и сбросов, тогда как на самой структуре геолого-геофизическими методами устанавливается одно

тектоническое нарушение. В размещении этих разрывов наблюдается определенная закономерность: по мере движения от южного крыла к северному взбросы с падением в северном направлении становятся все более крутопадающими до вертикальных, а затем — переходят в сбросы, падающие в южном направлении.

Модель Тячевской структуры не содержит разрывных нарушений, однако наиболее вероятными участками их образования следует считать крылья, в частности места над краями штампов (глыб подсолевого ложа), так как, по теоретическим данным, здесь концентрируются максимумы касательных напряжений.

Возникает вопрос о степени достоверности и практическом использовании полученной информации моделирования. Нам представляется, что она не должна восприниматься в буквальном смысле, т. е. когда каждый структурный элемент, полученный на модели, можно переносить на природный объект. Более общие сведения (например, о направленности зон смятения, типа разрывных нарушений, закономерностях их размещения и морфологии) следует считать достаточно убедительными.

Краткие выводы можно сформулировать так:

1. Основной фактор, обуславливающий зарождение и рост соляных структур Солотвинской впадины, общетектонический — вертикальные блоковые подвижки подсолевого ложа.

2. Образование определенного типа соляных структур зависит от характера движений и относительных величин перемещений блоков подсольевых отложений. Значительные по амплитуде знакопеременные вертикальные подвижки блоков приводят к образованию надразломных (шовных) соляных диапиров. Над блоками, испытывающими длительные поднятия, формируются криптодиапировые и диапироидные соляные структуры.

3. Информация, полученная в процессе тектонофизического моделирования соляных структур Солотвинской впадины, может быть использована при постановке поисковых и разведочных работ в этом районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б о к у н А. Н.— В кн.: Новые геофизические исследования на Украине. «Наукова думка», К., 1969.
2. Б о к у н А. Н.— В кн.: Материалы IV научно-технической конференции молодых геофизиков Украины. «Наукова думка», К., 1970.
3. Б о к у н А. Н.— В кн.: Геофизика и астрономия. Информ. бюлл. № 14. «Наукова думка», К., 1973.
4. Г з о в с к и й М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, III и IV. Изд-во АН СССР, М., 1963.

С. М. Корневский

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОМПЛЕКСА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С ГАЛОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ И ВМЕЩАЮЩИМИ ИХ ТОЛЩАМИ

Галогенные формации, по определению А. А. Иванова [8] и Н. М. Стрехова [23], накапливались в специфических солеродных бассейнах, возникавших обычно в послеорогенные периоды геологической истории Земли на территориях подвижных (быстро погружавшихся) тектонических элементов, располагавшихся в зонах аридного климата. Засолонение бассейнов началось с садки пегнитогенных доломитов, гипса (ангидрита) или галопелитов, которые занимают видное место в разрезах галогенных формаций.

Анализ листов карт крупнейших галогенных формаций СССР, составленных автором на тектонической основе, показал, что наиболее мощные и протяженные из них приурочены к зонам глубокого залегания поверхности кристал-

лического фундамента в пределах платформ. На Восточно-Европейской и частично Сибирской платформах таковыми являются их краевые части и грабены, уходящие в глубь платформ. Фундамент в этих зонах разбит разломами и испытывает блоковые перемещения. Частью разломы распространяются и в древние осадочные толщи подсолевого комплекса. Наиболее интенсивно раздавливались и погружались углы платформ, к которым приурочены самые крупные галогенные формации мира.

Структурный фактор для соленакопления является определяющим. Галогенные отложения, распространяющиеся из более интенсивно погружающихся краевых прогибов в глубь платформ, обычно не перекрывают, а облекают даже погребенные поднятия фундамента типа Токмовского свода и Чунского поднятия. Это сопровождается уменьшением мощности и соленасыщения галогенных отложений. Еще меньше мощность галогенных формаций, представленных местами в обширных, но менее прогнутых внутриплатформенных синеклизах. Для этих формаций характерно преобладание в их разрезах карбонатных и терригенных пород.

В наиболее прогнутых краевых частях платформ, особенно в их углах, галогенные формации преимущественно сложены соляными комплексами. В глубь платформ в этих формациях возрастает роль ангидрита и увеличиваются площади ангидритсодержащих, а затем и карбонатных комплексов. Таким образом, структура кристаллического фундамента контролирует не только размещение галогенных формаций в осадочном чехле, но в известной мере также определяет их мощности и полноту разрезов, то есть литологию. Там, где поверхность кристаллического фундамента на Восточно-Европейской платформе, а за редкими исключениями и на Сибирской, залегает выше абсолютной отметки —3000 м (а тем более выше —2000 м), галогенных формаций, как правило, нет, либо сюда доходят лишь их периферийные несолевые комплексы.

Своеобразными являются галогенные формации межгорных впадин. Их масштабы и литологические особенности также определяются тектонической структурой регионов.

Литолого-фациальным анализом наиболее крупных отечественных и зарубежных калиеносных формаций установлен закономерный и часто концентрический характер смены их литолого-фациальных комплексов [11]. От периферии к центральным частям формаций (солеродных бассейнов) терригенные породы постепенно сменяются карбонатными, затем появляются гипс и ангидрит и, наконец, соли. Среди соляных комплексов выделяются комплексы с характерным набором калийно-магниевого солей, которые сменяются в соответствии со степенью растворимости этих солей. В распределении периферийных (несолевых) комплексов существует асимметрия, так как вдоль горных берегов в бассейне накапливались терригенные комплексы, а вблизи платформенных — карбонатные (иногда рифогенные).

Характер и распределение литолого-фациальных комплексов определяются тектонической структурой соленосного региона. Она контролирует изменения акватории солеродного бассейна, связь его с океаном и особенности континентального питания.

В большинстве галогенных формаций мира соли сложены шестью основными компонентами морской воды (Na, Ca, K, Mg, Cl, S). В различных сочетаниях они создают сложный набор солей, представленных хлоридами и сульфатами Ca, Na, K и Mg (рис. 1).

Соляные породы, как правило, сопровождаются карбонатными (преимущественно доломитовыми), глинистыми и реже другими кластическими породами. Этот комплекс пород и являлся до сих пор объектом изучения литологов-солевиков. Компоненты, сосаждавшиеся с солями, экранируемые галогенными отложениями и особенно наложенная минерализация галогенных формаций и непосредственно их вмещающих толщ, исключая лишь бром, бор и частично самородную серу, изучались недостаточно или вовсе оставались без внимания.

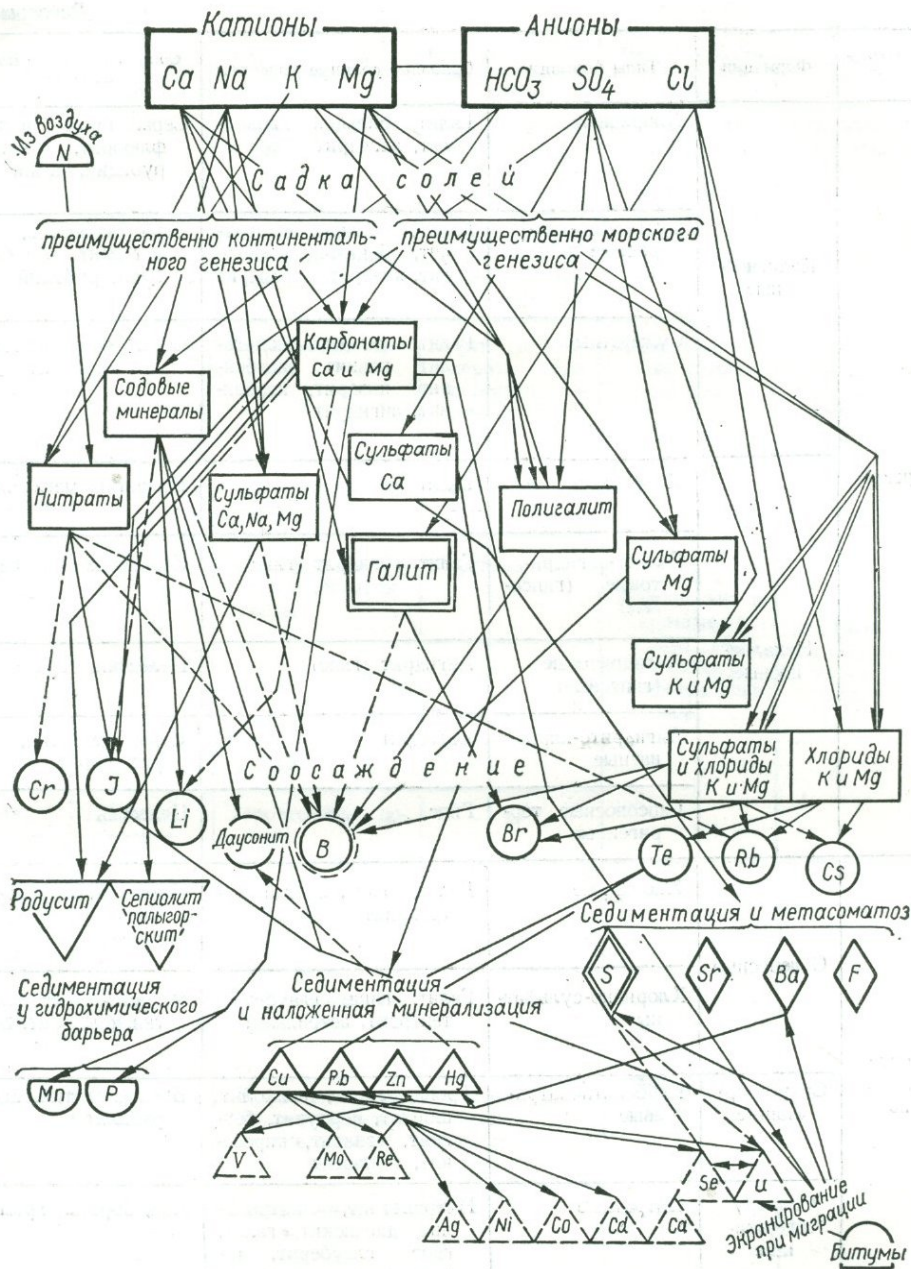


Рис. 1. Схема соотношения основных компонентов морской воды и сопутствующей минерализации в галогенных формациях (составил С. М. Корневский).

Наиболее резко различаются галогенные формации морского и континентального происхождения (таблица). Для последних значительно возрастает роль сноса растворимых солей с суши. Так как воды континентального стока обеднены хлоридами (7%) и богаты карбонатами (80%), то среди континентальных галогенных формаций, наряду с сульфатно-хлоридными, появляются и содусодержащие. В особых условиях подземного стока образуются селитросодержащие формации.

Среди морских галогенных формаций различаются калиеносные и некалиеносные формации. Калиеносны обычно формации наиболее мощные и развитые на большой площади. Они представлены наиболее полным набором соля-

Основные типы галогенных формаций

Происхождение	Формации	Типы формаций	Основные соляные минералы	Сопровождающие полезные ископаемые	Основные типы галогенных формаций						
					Главные карбонаты	Средняя мощность формаций	Подсолевые отложения	Полезные ископаемые вмещающих пород	Приуроченность к тектоническим структурам	Типы солеродных бассейнов	
Морское	Калиеносные	Хлоридные	Галит, сильвин, карналлит, ангидрит	Сера, бром, целестин, флюорит, магнезит, рубидий, цезий	Доломит, магнезит	900 м	Карбонатные породы	Сера, нефть, газ, медь, полиметаллы, марганец, фосфаты	Краевые прогибы, крупные экзогенальные синеклизы и грабены платформ	Открытых и закрытых заливов	
		Сульфатно-хлоридные	Галит, сильвин, карналлит, бишофит, полигалит, кизерит, ангидрит	Сера, целестин, барит, магнезит, бораты, бром, рубидий	Доломит, магнезит	1500 м	Карбонатные и терригенные породы	Сера, нефть, газ, медь полиметаллы, марганец, фосфаты			
		Сульфатные	Галит, сильвин, полигалит, каинит, кизерит, карналлит, ангидрит	Сера, бром, рубидий, цезий, озокерит	Доломит, магнезит	700 м	Терригенные породы	Нефть, газ, озокерит, сера, целестин, полиметаллы, медь			Узкие вытянутые краевые прогибы
	Некалиеносные	Хлоридные	Галит	Целестин, магнезит	Доломит, магнезит	500 м	Карбонатные породы	Нефть, газ	Межгорные и краевые прогибы, внутриплатформенные синеклизы	Внутриконтинентальных морей и лагуны	
		Галито-ангидритовые (гипсовые)	Галит, ангидрит (гипс)	Сера, целестин, барит	Доломит	400 м	Карбонатные и терригенные породы	Марганец			
		Ангидритовые (гипсовые)	Ангидрит (гипс)	Целестин, сера	Доломит	200 м		—			
		Ангидрито-карбонатные	Ангидрит	Сера, целестин, флюорит, барит	Доломит, кальцит		Карбонатные породы	Марганец			
		Гипсоносные терригенные	Гипс	Целестин	Доломит, кальцит	Десятки метров	Терригенные породы	—			
	Континентальное	Соленосные	Хлоридные	Галит, гипс, иногда астраханит	Целестин, родусит-асбест	Доломит	Первые сотни метров	Карбонатные и терригенные породы	Медь, полиметаллы	Межгорные впадины	Озерные и солончаки
			Хлоридно-сульфатные	Галит, гипс, глауберит, тенардит, астраханит	Родусит-асбест, целестин, флюорит, бораты	Доломит, магнезит	Сотни метров	Терригенные породы	—		
Содусодержащие		Карбонатнонатриевые	Трона, галит, нахколит, шортит, нортупит, беркеит, ганксит, пирсонит, гейлосит	Бораты, литий, йод, мирабилит	Доломит	Десятки метров	Туфогенно-терригенные (аркозовые) породы	Битуминозные сланцы, даунсонит			
Селитру-содержащие		Нитратные	Нитронатрит, нитрокалит, дарапскит, галит, гипс, глауберит, тенардит, астраханит, лёвевит	Йод, бораты, хром	—	Первые десятки метров	Терригенные породы	—			

ных и несолевых пород, обычно включают самый полный комплекс солей и сопровождающих полезных ископаемых. Их изучение поэтому представляет наибольший интерес.

По преобладающему составу калийно-магниевых солей можно выделить три типа калиеносных формаций: хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный. Формации первых двух типов обычно подстилаются пачками карбонатных пород или включают их (преимущественно доломиты). Иногда и сульфатно-хлоридные формации подстилаются терригенными породами. Сульфатные калиеносные формации сравнительно редки, они обычно обогащены терригенным материалом и подстилаются также терригенными отложениями,

а роль карбонатов и даже ангидрита в их разрезе заметно уменьшается. Эти формации образовались в узких вытянутых солеродных бассейнах, в питании которых отмечается повышенная роль поверхностного стока и сульфатных подземных вод [15].

Для калиеносных формаций хлоридного типа характерно наличие залежей сильвинита и карналлитовой породы (Верхнекамская и Припятская впадины). В формациях хлоридно-сульфатного типа, наряду с преобладанием сильвинита и карналлитовой породы, местами в промышленных количествах встречаются полигалитовая и кизеритовая породы, а также породы смешанного состава типа хартзальца (цехштейн). Нередко в этих формациях ряд калийно-маг-

ниевых солей завершает бишофит [14]. Отсутствие или значительное сокращение зоны каменной соли с сульфатами магния в разрезах этих двух типов калиеносных формаций можно объяснить выводом из рапы части магния при интенсивной садке доломита, предшествовавшей или временами прерывавшей соленакопление.

В сульфатных калиеносных формациях залежи калийно-магниевого солей представлены преимущественно каинитовой, лангбейнитовой породой или породами смешанного состава (каинит, лангбейнит, кизерит, полигалит, сильвин и др.). Гораздо реже здесь встречаются залежи сильвинита (Предкарпатский прогиб). Местами отмечаются маломощные пропластки полигалитовой породы.

Пласты калийно-магниевого солей, как правило, приурочены к верхней части разрезов калиеносных формаций. При многоярусном залегании галогенных формаций, характерном для крупных, интенсивно прогибавшихся тектонических структур земной коры, калиеносным может быть почти весь разрез вышележащей формации. Ранее образовавшиеся галогенные формации часто являются поставщиками солей в солеродные бассейны последующих эпох.

Вверх по разрезу и от периферии к центру калиеносных формаций устанавливается закономерная смена залежей и комплексов калийно-магниевого солей определенного состава, в основном в соответствии с их растворимостью. В калиеносных формациях хлоридного типа в этих направлениях по разрезу сильвиниты сменяются карналлитовой породой, а сильвинито-галитовый комплекс переходит в карналлитосильвинито-галитовый. В разрезе формаций сульфатно-хлоридного типа также представлены сильвиниты и карналлитовая порода, но сильвинитам либо предшествуют залежи полигалитовой и кизеритовой пород, либо сильвиниты содержат полигалит и кизерит. Кроме того, в центральных участках формаций выше карналлитовой породы местами залегают пласты бишофитовой породы. Наличие бишофита и кизерита — характерная особенность этого типа формаций [13].

Сульфатным калиеносным формациям свойственно преимущественное развитие пород с преобладанием каинита, лангбейнита, иногда шенита и смешанных пород типа хартзальца. В краевых частях бассейна они фациально замещаются или переслаиваются сильвинитами. Для формаций этого типа характерен широкий диапазон сульфатных минералов, комплекс которых включает еще кизерит, полигалит, левент, леонит, эпсомит, астраханит и др. Некоторые из них местами в небольших линзах и прослоях играют роль породообразующих. В бассейнах этого типа лангбейнит осаждался при минимальном поступлении терригенного материала, каинит — при более значительном и сильвин — при максимальном.

В зоне гипергенеза галогенные формации, как известно, превращаются в остаточные образования типа гипсовых и глинисто-гипсовых «шляп». Над пластами калийно-магниевого солей здесь образуются полигалитовые и сильвинитовые «шляпы» (для хлоридного типа), шенитовые, мирабилитовые и глазеритовые (для сульфатного типа). При полном выщелачивании калийно-магниевого солей от них остаются лишь прослои глин, обогащенных гематитом.

С процессами гипергенеза связано образование на «соляном зеркале» рассолов и целебных минеральных вод, являющихся водами выщелачивания. Реже внутри галогенных формаций встречаются захороненные маточные рассолы, богатые магнием, бромом и другими компонентами.

Некалиеносные галогенные формации морского происхождения или формации неполного профиля имеют наиболее простой минеральный состав. Они сложены преимущественно каменной солью и гипсом (ангидритом), а также карбонатами и терригенным материалом. Среди них различают гипсовые (ангидритовые) и гипсо (ангидрито)-галитовые формации, а также формации более сложного состава, в которых возрастает роль карбонатных и терригенных пород.

Для солевого состава галогенных формаций континентального происхождения, наряду с гипсом и галитом, характерно резкое возрастание роли сульфатов натрия (глауберит, тенардит, мирабилит) и магнезия (астраханит, эпсомит). Для континентальных формаций хлоридно-сульфатного типа характерна некоторая асимметрия в размещении литофациальных комплексов, со сменой от периферии к их центру гипсоносных пород глауберит- и затем галит-содержащими. Следует отметить, что для этого типа формаций источником сульфата магнезия и части галита в конечном итоге также являются рассолы реликтовых континентальных морей либо выносящиеся из недр соли морских галогенных формаций.

Значительно менее распространены соду- или селитрусодержащие континентальные галогенные формации. Их образование связано главным образом с особенностями областей питания и выносом этих солей подземными водами. Сода и селитра отлагались в бессточных впадинах засушливых областей. В бассейны содонакопления, окруженные изверженными и метаморфическими породами, поступали продукты выветривания щелочных пород и подземные содовые воды, в том числе и нефтесопровождающие.

Залежи природной соды иногда сопровождаются даусонитовой минерализацией, их вмещают битуминозные породы. Надежная естественная консервация соду- и селитрусодержащих формаций известна в основном среди кайнозойских отложений.

Таким образом, галогенные формации как морского, так и континентального происхождения включают обширный комплекс солей — хлоридов и сульфатов Na, K и Mg, содовые минералы и нитраты. Эти соли, наряду с ангидритами (гипсами) и карбонатными породами, преимущественно и изучались как потенциальные полезные ископаемые галогенных формаций.

Несколько слов об ангидритах (гипсах) и карбонатных породах, которые широко представлены в разрезах морских галогенных формаций как неполного профиля, так и в калиеносных формациях хлоридного и хлоридно-сульфатного типов. Эти формации, особенно их периферийные комплексы, нередко включают мощные, часто неглубоко залегающие (по восстанию пластов или в кепроках) и имеющие практический интерес пласты гипса (ангидрита), доломитовых известняков и доломитов.

В калиеносных зонах формаций сульфатно-хлоридного типа нередко довольно мощные пласты ангидрито-магнезитовой, магнезито-галитовой и полигалито-магнезитовой пород. Пласты магнезита или гидромагнезита образуются также в соляноозерных котловинах, расположенных близ массивов ультраосновных пород или питаемых содовыми водами.

С морскими галогенными формациями, кроме солей, тесно связаны соосаждающиеся с ними бром, в ряде случаев бораты, рубидий и цезий (рис. 2).

Бром благодаря изоморфизму с хлором наиболее интенсивно соосаждается с хлоридами. Его содержание в хлоридах возрастает от начала садки галита до эвтоники, в последовательности от галита к каиниту, хартзальцу, сильвину, карналлиту до бишофита [6]. Наиболее высокое содержание брома характерно для хлоридов последних стадий галогенеза (в карналлите и особенно в бишофите). В аналогичных соляных породах различных галогенных формаций содержание брома неодинаково.

Более богаты бромом некоторые сильвиниты Предкарпатья, сильвиниты и карналлитовые породы Верхнекамского месторождения и особенно сильвиниты, карналлитовые и бишофитовые породы Прикаспийской впадины. Для калийно-магниевого солей Гаурдака и Бахмутской котловины характерно пониженное содержание брома, что связано не только с седиментационными особенностями солеродных бассейнов, но и с последующими перекристаллизацией и переотложением этих солей.

Бороносны преимущественно крупные калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа, а точнее их калиеносные зоны (кунгур и цехштейн). Бороносные горизонты чаще всего приурочены к пластам калийно-магниевого солей, содержащим сульфат магнезия (кизерит и др.), либо к вмещающим их соляным

породам. В меньших количествах бор соосаждается с магниевыми карбонатами (доломитом и магнезитом) и карбонатсодержащими галопелитами, образуя впоследствии горизонты желвачных боратов и боросиликатов. В соленосные бассейны данного типа бор, как и магний, видимо, дополнительно вносился с примыкающих к ним массивов ультраосновных пород [16].

Калиеносные формации хлоридного типа не содержат сульфатов магния, основных соосадителей бора, и, видимо, поэтому небороносны. В сульфатных калиеносных формациях, богатых сульфатами магния, вследствие высокой глинистости их разреза, бор систематически сорбиривался глинистым материалом и «размазывался» по всему разрезу.

Рубидий и цезий, благодаря изоморфизму с калием, соосаждаются с сульфатами и хлоридами калия, особенно в заметных количествах с карнал-

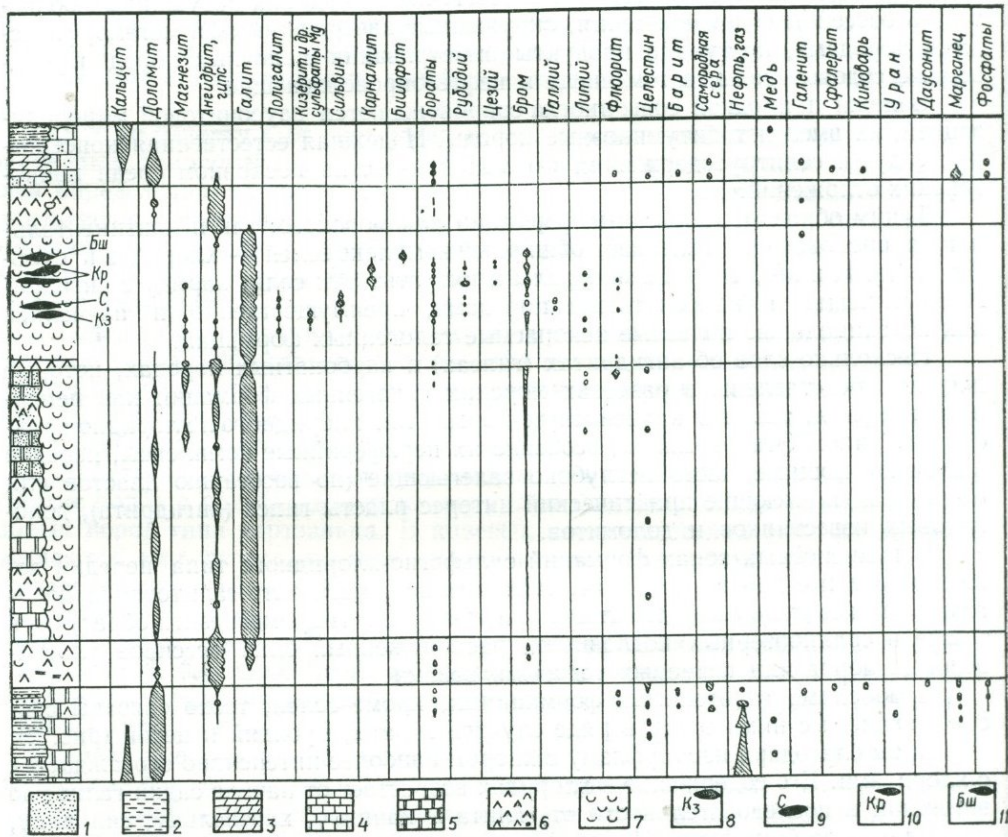


Рис. 2. Схема стратификации полезных ископаемых по разрезу морских галогенных формаций и непосредственно их вмещающих толщ (составил С. М. Корневский):

- 1 — песчаники и алевролиты, 2 — глины и аргиллиты, 3 — мергели, 4 — известняки, 5 — доломиты, 6 — ангидриты, 7 — каменная соль, 8 — кизеритовая порода, 9 — сильвинит, 10 — карналлитовая порода, 11 — бишофитовая порода.

литом. Так как рубидиевый карналлит менее растворим, чем обычный, то рубидий образует промышленно интересные скопления в почве мощных нижних пластов карналлитовой породы калиеносных формаций хлоридного и сульфатно-хлоридного типа. Растворимость цезиевого карналлита меньше растворимости калиевого, и поэтому цезий иногда накапливается в кровле завершающих карналлитовых пластов. Еще более обогащены рубидием и цезием вторичные перекристаллизованные карналлитовые породы [4]. В глинистых калиеносных

формациях рубидий, цезий, а также бор рассеиваются по разрезу и скоплений не образуют.

Несколько повышенное содержание таллия иногда отмечается в соленосных глинах (сорбция), богатых калием сильвинитах и лангбейнито-каинитовых породах (благодаря изоморфизму с калием). Максимум концентрации таллия приходится на начало садки сильвина [18].

Литий в небольших количествах встречается в глинистых соляных породах, в магниевых минералах — магнезите, кизерите, карналлите и ашарите, а также в натрийсодержащих галито-глауберитовой породе и селитре. Больше лития содержится в рапе соляных озер, питаемых вулканогенными источниками, и в нефтесопровождающих подсолевых рассолах [21].

Йода в хлоридных и сульфатных галогенных формациях практически нет. Высокое его содержание характерно, однако, для чилийской селитры, рапы содовых озер и подсолевых нефтесопровождающих рассолов.

С сульфатно-карбонатными пластами галогенных формаций, особенно начинающими и завершающими их разрезы, связано наличие горизонтов целестина или барито-целестина, а реже и горизонтов, обогащенных осадочным флюоритом (ратовкитом). Целестин- и флюоритсодержащие горизонты есть и во внутрiformационных карбонатных пачках (рис. 2).

Целестином наиболее обогащены гипсодержащие доломиты в галогенных формациях хлоридного и сульфатно-хлоридного типов, а бедны содусодержащие формации. Практически целестин имеется во всех галогенных формациях мира [5] и меньше всего его в калиеносной части разреза этих формаций.

Барит в галогенных формациях встречается реже и в меньших концентрациях. Он обычно связан с битуминозными карбонатными породами либо цементирует вмещающие галогенные формации пестроцветные песчаники и алевролиты. В подсолевых отложениях барит отлагался раньше целестина или вместе с ним, а в надсолевых — позже его.

Флюорит иногда образует значительные скопления в подошвенных карбонатных пачках галогенных формаций и во внутрiformационных карбонатных горизонтах [1], подстилающих периферийные аналоги калиеносных зон формаций хлоридного и особенно сульфатно-хлоридного типа. Высокие содержания фтора, как, впрочем, бора и лития, характерны для формаций, более богатых магнием; приурочены они к горизонтам, обогащенным магнезитом. В соляных породах калиеносных зон этих формаций также имеются вкрапленность и желваки флюорита и селлаита. Промышленные скопления флюорита связаны с периферийными карбонатными и даже терригенными комплексами указанных выше формаций (рис. 3), прилегающими к горной стране или массивам кристаллических пород [12].

В подсолевых карбонатных толщах благодаря наличию экранов сульфатных вод возможна наложенная жильная минерализация целестина, барита и флюорита. Причем более значительны масштабы баритонакопления. Нередко в жилах барит сопровождается галенитом. Как стратиформные, так и жильные проявления целестина, барита и флюорита преимущественно развиты в периферийных частях галогенных формаций. В этих условиях не исключено, что дополнительные количества барита и флюорита и в солеродные бассейны поступали по зонам разломов с разогретыми рассолами из недр.

Галогенные формации, включающие вышеуказанный (преимущественно соляной) комплекс полезных ископаемых, их консервацию и разрушение нельзя абстрагировать от окружающей среды и влияния процессов, протекавших в непосредственно их вмещающих толщах. Практически в подсолевых толщах всех мощных калиеносных формаций СССР, являющихся надежными экранами (покрышками), имеются те или иные нефте-газовые залежи. Нередко они встречаются и непосредственно в нижних терригенно-карбонатных коллекторах этих формаций. Нефтегазоносными иногда являются и межформационные терригенно-карбонатные комплексы сближенных галогенных формаций. Территориально нефтегазоносность обычно связана с периферийными зонами галогенных формаций, так как именно в этих кутовых частях аридных

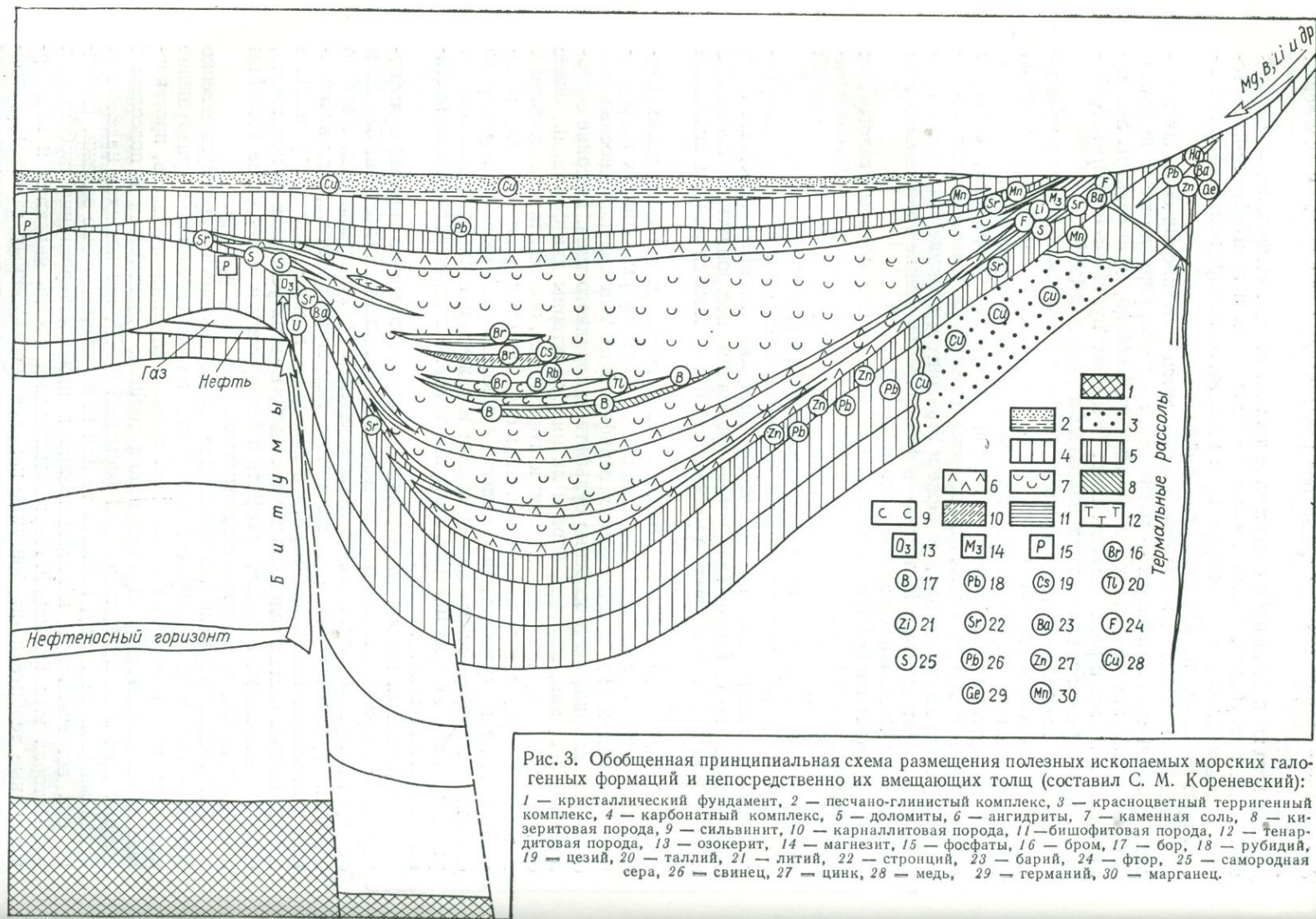


Рис. 3. Обобщенная принципиальная схема размещения полезных ископаемых морских галогенных формаций и непосредственно их вмещающих толщ (составил С. М. Корневский):

1 — кристаллический фундамент, 2 — песчано-глинистый комплекс, 3 — красноцветный терригенный комплекс, 4 — карбонатный комплекс, 5 — доломиты, 6 — ангидриты, 7 — каменная соль, 8 — кизеритовая порода, 9 — сильвинит, 10 — карналлитовая порода, 11 — бишофитовая порода, 12 — Тенардитовая порода, 13 — озокерит, 14 — магнезит, 15 — фосфаты, 16 — бром, 17 — бор, 18 — рубидий, 19 — цезий, 20 — таллий, 21 — литий, 22 — стронций, 23 — барий, 24 — фтор, 25 — самородная сера, 26 — свинец, 27 — цинк, 28 — медь, 29 — германий, 30 — марганец.

морских бассейнов засолонению предшествовали бурное развитие органического мира и периодическая его гибель.

Нефть и газ в солянокупольных регионах экранируются также соляными штоками и плоскостями разломов. Нефтегазоносны иногда и более молодые отложения автохтонных комплексов, на которые надвинуты галогенные формации. Наконец, при миграции углеводородов по зонам дробления галогенных формаций местами происходила потеря легко мигрирующих компонентов нефти и образовались залежи озокерита.

Тесная связь галогенных формаций с углеводородами создает новый парагенезис их сульфатно-карбонатных комплексов с самородной серой [10, 17]. Осернены обычно приконтактовые зоны ангидритовых (гипсовых) и карбонатных пачек начальных (Гаурдак, Сицилия) и конечных (Предкарпатье, Поволжье) этапов галогенеза или зональных кепроков соляных куполов (США). Метасоматическое замещение ангидрита (гипса) и выполнение в нем выщелоченных полостей самородной серой происходило при действии углеводородов на сульфатные породы и участия серобактерий, через промежуточные стадии образования сульфатных вод и сероводорода [22]. Особенно интенсивно осернение развивается по зонам разломов и дробления.

Осерненные и вмещающие их толщи нередко включают проявления целестина, барита, флюорита и сульфидов железа, свинца и цинка. Послойное распределение этой минерализации далеко не всегда свидетельствует о ее седиментационном происхождении. Образование этих прослоев, также как залежей самородной серы и прослоев окремненных пород, может быть связано и с подтоками к экранирующим их галогенным формациям минерализованных вод (в том числе и нефтесопровождающих рассолов) и процессами метасоматоза в ангидрито-карбонатных пачках.

Полиметаллическое оруденение, отмечаемое в терригенно-карбонатных пачках начальных и конечных этапов галогенеза, а также в непосредственно их вмещающих и межформационных карбонатных и терригенных толщах, характеризуется такой же двойственностью генезиса, как целестиновая и особенно баритовая и флюоритовая минерализация. В разрезах медное и свинцово-цинковое оруденение приурочены к зонам перехода красноцветных формаций в галогенные, к так называемым сероцветным горизонтам [19]. Ныне оно чаще всего рассматривается как седиментационно-диагенетическое образование подводных дельт или как переходное к заливно-лагунным фациям [20]. В подсолевых карбонатных толщах наблюдается как погоризонтно стратифицированное, так и жильное свинцово-цинковое оруденение, сопровождающееся обычно баритом и кальцитом.

Седиментационно-диагенетическое медное и свинцово-цинковое оруденения в разрезах и по площади располагаются зонально (рис. 2). Вверх по разрезу в подсолевых отложениях и от берега внутрь залива (бассейна) медная минерализация сменяется свинцовой и затем цинковой (Донбасс, Мансфельд — ГДР). Медные руды чаще связаны с песчаниками, алевролитами и сланцами [3], а свинцово-цинковые — с доломитами, нередко содержащими гипс. Спутниками медных руд являются молибден, уран, рений, селен, а полиметаллических — серебро, никель, кобальт, молибден, платина, рений, кадмий, галлий и другие элементы. Существует корреляционная связь между медью и рением, ураном и селеном. Некоторые из этих компонентов могут извлекаться попутно при эксплуатации основного рудного сырья.

Для жильного полиметаллического оруденения в подсолевых карбонатных толщах (Кугитанг) характерен иной тип зональности, чем для стратиформного — сульфиды цинка (снизу), сопровождаемые кальцитом, сменяются вверху сульфидами свинца и баритом. Рудоносные растворы, выносившие полиметаллы, барит и флюорит, видимо, часто не были классическими термами, связанными с магматическим очагом. Скорее они представляли собой рассолы галогенных формаций, нагревавшиеся при погружении (порой до кристаллического фундамента) в соответствии с геотермическим градиентом и активно извлекавшие металлы из пород, через которые они мигрировали. Поднимаясь

по разломам в периоды возобновления тектонической активности, они достигали подсолевых карбонатных толщ, где в восстановительной обстановке (благодаря углеводородам и сероводороду) отлагали выносившиеся ими полиметаллы, барий, фтор и другие компоненты.

С заключительными фазами жильного свинцово-цинкового рудообразования иногда связаны рудопоявления ртути. Поэтому они приурочены к аналогичным подсолевым и надсолевым карбонатным пачкам галогенных формаций, а также встречаются по разломам в кепроках соляных куполов. Изотопный состав серы в рудах свидетельствует об участии в их образовании морских сульфатов. Кроме барита, ртутепроявления сопровождаются скоплениями даунсонита, обнаруженного и в содусодержащей формации Вайоминга (США).

В глинистых и битуминозных горизонтах сероцветных (осветленных) зон, переходных от красноцветных к галогенным формациям, иногда наблюдается урановая минерализация. Она также встречается в сильно битуминозных серных рудах, в битуминозных стратиграфических эквивалентах содусодержащей формации Вайоминга, вместе с битумами по зонам нарушений в соляных куполах. Обогащение ураном глинистого прослоя отмечено в галогенной формации Саладо (США).

В периферийных участках континентальных галогенных формаций на грани смены красноцветных галогенно-терригенных сероцветными галогенно-мергельными осадками местами известна родуситовая минерализация, достигающая промышленного значения (родусит-асбест). Наиболее минерализованы родуситом красноцветные пропластки [7]. Родуситвещающие толщи доломитизированы, альбитизированы и опализованы. В области соляных фаций родуситовая минерализация также есть, но проявляется меньше. Родусит иногда тесно связан с галитом. Для родуситвещающих толщ характерно наличие глауберита и реже тенардита. Родуситсодержащие горизонты прослеживаются из краевых фаций в соляные и являются по существу стратиформными.

В терригенно-карбонатных породах подсолевых красноцветных и карбонатных толщ в условиях аридизации климата и засоления бассейна марганец местами накапливается вплоть до садки гипса. Месторождения марганца образуются также непосредственно в кровле галогенных формаций — на размывающихся ангидритах и ангидрито-карбонатных породах [24, 25] — в условиях смены аридного климата гумидным (рис. 3). О достаточно высокой солености вод свидетельствует наличие в марганценосных толщах гипса. Марганцевые руды карбонатные и окисленные. В толщах, вмещающих морские галогенные формации, источник марганца терригенный. Месторождения марганца среди туфогенно-терригенных пород, известняков и гипсов в межгорных впадинах имеют терригенно-вулканогенное происхождение.

В аридных зонах фосфатонакопление сильно интенсифицируется и часто сочетается с доломитообразованием. Вынос фосфатов глубинными течениями в полосу мелководья, нередко непосредственно переходящую в солеродные водоемы, ускоряет их осаждение. На стыке галогенных и фосфатоносных формаций последние иногда подстилаются или перекрываются гипсоносными толщами. Фосфатоносны нередко подсолевые карбонатные толщи, а также переходные пачки, разделяющие красноцветные и галогенные формации, в разрезе которых уже появляются гипсы. В самих галогенных формациях небольшие количества фосфора отмечаются лишь в глинах. Среди них известны также минералогические проявления редких фосфатов, таких как люнебургит и гоэзит.

С терригенным материалом в солеродные бассейны поступают значительные количества кремнезема и железа. Кроме родусита, в разрезах некоторых галогенных формаций встречаются почти мономинеральные скопления магнийсодержащих силиката сепиолита и алюмосиликата палыгорскита, а также желвачки талька. Минералы железа в галогенных формациях самостоятельные прослои образуют сравнительно редко. В подсолевых глинистых карбонатных толщах в более заметных количествах представлен сидерит. В глинистых галогенных отложениях обнаружены прослои анкерита, а в обогащенных орга-

ническим веществом — послонные включения пирита, а также сульфат железа (кокимбит). В соляных породах встречены также калийсодержащие сульфат железа (ярозит) и хлорид (риннеит), а в калийных солях — гематит и гидротетит.

Формирование месторождений железа (магнетит), исландского шпата и других полезных ископаемых может происходить вне галогенных формаций, но при участии их рассолов [2], разогревающихся и при миграции выносящих эти компоненты. Такие рассолы, особенно при смешении их с глубинными термами, могут обогащаться полиметаллами, медью, серебром, кадмием, магнием, алюминием, кремнием и другими элементами.

Межкристалльные рассолы и воды выщелачивания галогенных формаций часто содержат промышленные концентрации хлористого и сернокислого натрия, соединений калия и магния, брома, реже бора, рубидия, лития и других металлов. При смешении таких рассолов с нефтесопровождающими и глубинными водами они обогащаются содой, йодом, бором, литием, сероводородом, радоном и другими компонентами. Эти воды и рассолы находят широкое применение в бальнеологии.

Таким образом, с галогенными формациями и непосредственно их вмещающими толщами связан весьма разнообразный комплекс соляных и их сопровождающих полезных ископаемых (рис. 2). Концентрация полезных компонентов и их групп часто приходится на периоды смены режимов бассейна — резкие изменения карбонатности, сульфатности и хлоридности рапы, а также ее окислительно-восстановительного потенциала. Это связано с понижением растворимости, увеличением концентрации, образованием более устойчивых соединений, соосаждением тех или иных компонентов в условиях резкого изменения состава рапы. Во вмещающих породах многие полезные ископаемые накапливаются также благодаря их соседству с галогенными формациями — их экранирующей роли, созданию ими рассольных (гидрохимических) или литологических барьеров и некоторым другим их специфическим свойствам.

Выявленные закономерности размещения различных полезных ископаемых по разрезу и площади галогенных формаций, их приуроченность к различным типам формаций и литолого-фациальным комплексам [11] позволили рекомендовать основные принципы методики их прогнозирования [9]. Комплексное прогнозирование, поиски, разведка и использование всех полезных ископаемых галогенных формаций и непосредственно их вмещающих толщ, несомненно, даст значительный экономический эффект.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Ю. М., Нечаев Ю. А.— ДАН СССР, 1960, 135, 2.
2. Басков Е. А.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1968, 155.
3. Богданов Ю. В.— ДАН СССР, 1967, 176, 3.
4. Бойко Г. Ф., Буйневич Д. В.— В кн.: Литология и полезн. ископаемые, М., 1967, 2.
5. Бурков В. В. Месторождения стронция. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, III. М., 1966.
6. Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
7. Ведерников Н. Н., Есенов Ш. Е., Будаев М. М.— Геология, методика поисков и разведки месторождений родусит-асбеста. «Наука», Алма-Ата, 1965.
8. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, М., 1961, 68.
9. Кореневский С. М. Основные принципы прогнозирования месторождений калийных солей. «Наука», Новосибирск, 1965.
10. Кореневский С. М.— Труды геол. ин-та (г. Казань), 1968, 20.
11. Кореневский С. М.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, III. (докл. на 8 Всес. литолог. совещании), «Наука», М., 1970.
12. Кореневский С. М.— В кн.: Геология и оценка флюоритовых месторождений Казахстана. КазИМС, Алма-Ата, 1970.
13. Кореневский С. М., Бобров В. П., Супрунчук К. С., Хрущев Д. П. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность. «Недра», М., 1968.

14. Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования месторождений калийных солей Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. «Недра», М., 1966.
15. Кореневский С. М., Донченко К. Б.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, 99.
16. Кореневский С. М., Орлова Е. В.— В кн.: Твердые полезные ископаемые, ч. II, Неметаллы. «Недра», М., 1967.
17. Кореневский С. М., Отрешко А. И.— В кн.: 50 лет Советской геологии. «Недра», М., 1968.
18. Маликова И. Н. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. «Наука», Новосибирск, 1967.
19. Попов В. М.— Труды Ин-та геологии АН КиргССР, Фрунзе, 1955, VI.
20. Попов В. М.— В кн.: Физ. и хим. процессы и фации. «Наука», М., 1968.
21. Сливко Е. П., Петриченко О. И.— Аксессуары литий, рубидий и цезий в соленосных отложениях Украины. «Наукова думка», К., 1967.
22. Соколов А. С.— В кн.: Геология месторождений самородной серы. «Недра», М., 1969.
23. Страхов Н. М.— Основные теории литогенеза, т. 3. Изд-во АН СССР, М., 1962.
24. Хабаров А. В.— Изв. АН СССР, серия геол., М.—Л., 1944, 4.
25. Хмелевский В. А.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, Львов, 1968, 11.

М. А. Климов

КАЛИЕНОСНЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ПРЕДКАРПАТЬЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Калийные соли в Предкарпатье впервые были обнаружены в начале XIX ст. на соляном промысле в Калуше (1804 г.) и спустя 50 лет в Стебнике.

Долгое время этим открытиям не придавалось особого значения и только после вскрытия мощных пластов каинитовых солей и сильвинита горными выработками была организована добыча калийных солей в Калуше (1869 г.) и в Стебнике (1922 г.).

Разведка калийных солей сначала в подземных горных выработках, а затем с помощью буровых скважин началась лишь в 1895—1910 гг., а на шахтных полях Калуша и Стебника проводилась в 1927—1939 гг.

Одиочные скважины были пробурены (1895—1910 гг.) в Туре Великой, Моршине, Гирном, где в соленосных отложениях были отмечены прослои и вкрапленности калийных солей.

Планомерные геологические исследования в Предкарпатье развернулись только в советское время, особенно в послевоенный период, при региональных исследованиях, поисках и разведке месторождений нефти, газа, озокерита, калийных солей, рассолов и других полезных ископаемых.

Большие работы по изучению калиеносных галогенных формаций проводились сначала «Геохимразведкой» Министерства химической промышленности СССР, а с 1957 Моршинской ГРП Львовской геологической экспедиции треста «Киевгеология» Министерства геологии УССР, а также институтами ВСЕГЕИ, ВНИИГалургии и др.

Кроме детальной разведки Калушко-Голынского и Стебникского месторождений проведены поиски на площади около 500 км², между Старой Солью — Болеховом, Росильной — Делятином и Моршином — Калушем.

При поисках калийных солей в Предкарпатье пробурено более 445 тыс. пог. м разведочных скважин, пройдено свыше 200 тыс. пог. м подземных горных выработок на эксплуатирующихся Калуш-Голынском и Стебникском месторождениях.

За последние 15 лет в Предкарпатском бассейне выявлено 12 новых месторождений и около 10 проявлений калийных солей с пластами промышленной мощности.

По современному стратиграфическому делению в разрезе предкарпатских моласс выделяются две калиеносные галогенные формации: воротыщенская аквитан-бурдигальского и стебникская гельветского ярусов нижнего миоцена.

Следующая верхнетортонская галогенная формация представлена в основном гипсо-ангидритами тирасской свиты, широко развитыми по юго-западному краю Восточно-Европейской платформы и во Внешней зоне прогиба.

Эта формация, кроме гипсов и ангидритов, нередко сложена типичными осадками закрытых солеродных бассейнов — каменной солью с признаками калийных солей.

Толщи каменной соли в верхнетортонских отложениях известны в районах гг. Косова, Коломьи на юго-востоке, а теперь вскрыты скважинами в районе с. Сельца в северо-западной части бассейна. Причем в одной из скважин на участке Селец в каменной соли обнаружен прослой полигалита.

По своему положению в разрезе и взаимоотношениям с фаунистически охарактеризованными подстилающими и покрывающими породами калиеносная толща восточной части Калужского месторождения и участка Белина Великая у Самбора может быть также отнесена к тирасской свите.

Отложения калиеносных формаций известны лишь в пределах Внутренней зоны прогиба на площади, ограниченной надвигом палеогенового флиша Скибовой зоны Карпат и Калужским надвигом отложений среднего на верхний миоцен.

Наиболее развита по площади и в разрезе моласс воротыщенская галогенная формация (серия), подразделяющаяся в районе Стебника на нижневоротыщенскую (аквитан), загорскую и верхневоротыщенскую (бурдигал) свиты (рис. 1 и 2).

Воротыщенская галогенная формация прослеживается у дневной поверхности вдоль восточного склона Карпат в виде непрерывной полосы шириной 1—6 км от Старой Соли на северо-западе до Березова на юго-востоке на протяжении почти 200 км. С юго-запада она в значительной части перекрыта надвигом карпатского флиша, поэтому к периферии от указанных пунктов постепенно исчезает и появляется опять в румынском Предкарпатье между Тыргу Офна и Пьятру Нямец в центральной Молдове на отрезке протяженностью более 80 км. Действительная ширина полосы воротыщенских соленосных отложений, если судить по данным скважин, вскрывших соленосные отложения в тектонических окнах под надвинутым комплексом палеогена на территории Социалистической Республики Румынии, и наличию рассольных источников в Карпатах, должна быть не менее 20—25 км.

Максимальной мощности (2000 м) формация достигает в районе Стебника. На юго-востоке прогиба, в районе Росильной—Солотвина, мощность ее уменьшается до 1000—1200 м вследствие отсутствия здесь в разрезе соленосных отложений загорской и верхневоротыщенской свит, фациально замещенных терригенными осадками слободской и добротовской свит.

На основании изучения микрофауны, литологического состава пород и разрезов по многим скважинам, пробуренным Моршинской ГРП, устанавливается, что почти вся полоса воротыщенской формации между Добромилом и Делятином, за исключением Стебникского месторождения, представлена нижневоротыщенской свитой.

Во многих пунктах, например в районах сел Блажева, Ясеницы Сольной, на Бориславском, Стебникском (Помярки, Трускавец), Ниневском, Росильнянском, Марковском месторождениях и в Делятине, где на геологических картах выделялась верхневоротыщенская свита, в подстилающей, а в некоторых случаях и в покрывающей калиеносные отложения засоленной глинистой толще определен довольно богатый комплекс мелкорослой угнетенной микрофауны, характерной для отложений поляницкой и нижневоротыщенской свит.

Наиболее часто встречаются такие формы этого комплекса: *Planorotalia denseconnexa* (Subbotina), *Globorotalia brevispira* (Subb.), *G. tetracamata* Subb., *Eponides alabaminaeformis* Subb., *E. binominatus* Subb., *Alabamina typica* Subb., *Asterigerina falcilocularis* Subb., *Clobigerina pseudoedita* Subb., *Cibicides borislavensis* Ais., *Cassigerinella globolocola* Ivan, *Reusella regularis* Subb., *Chilogümbelina cubensis* (Pal m.),

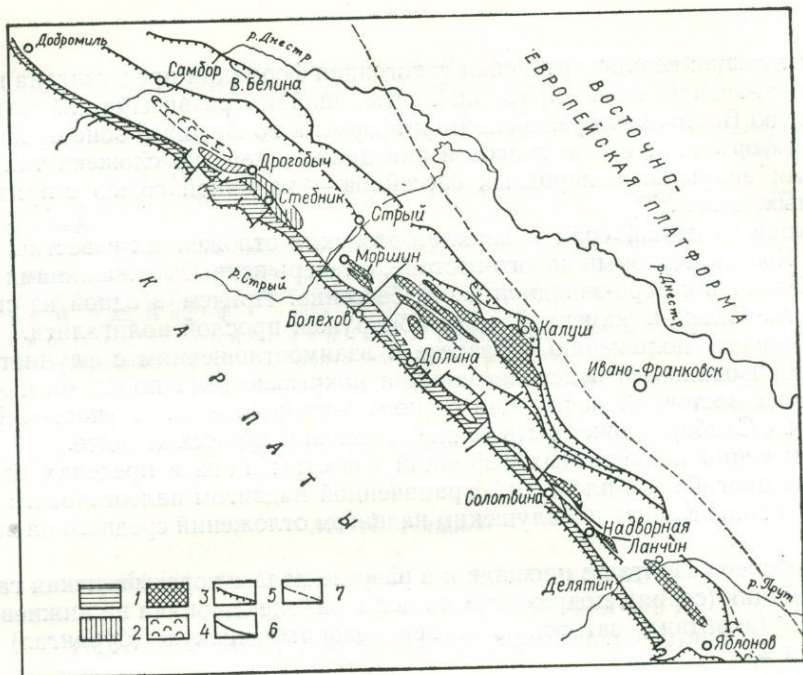


Рис. 1. Распространение соленосных отложений в Предкарпатском прогибе:

1 — калиеносные отложения нижневоротыщенской свиты; 2 — калиеносные отложения верхневоротыщенской свиты; 3 — калиеносные отложения верхнестебникской свиты; 4 — соленосные отложения тирасской свиты; 5 — надвиги; 6 — поперечные тектонические нарушения; 7 — граница юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и Внешней зоны Предкарпатского прогиба.

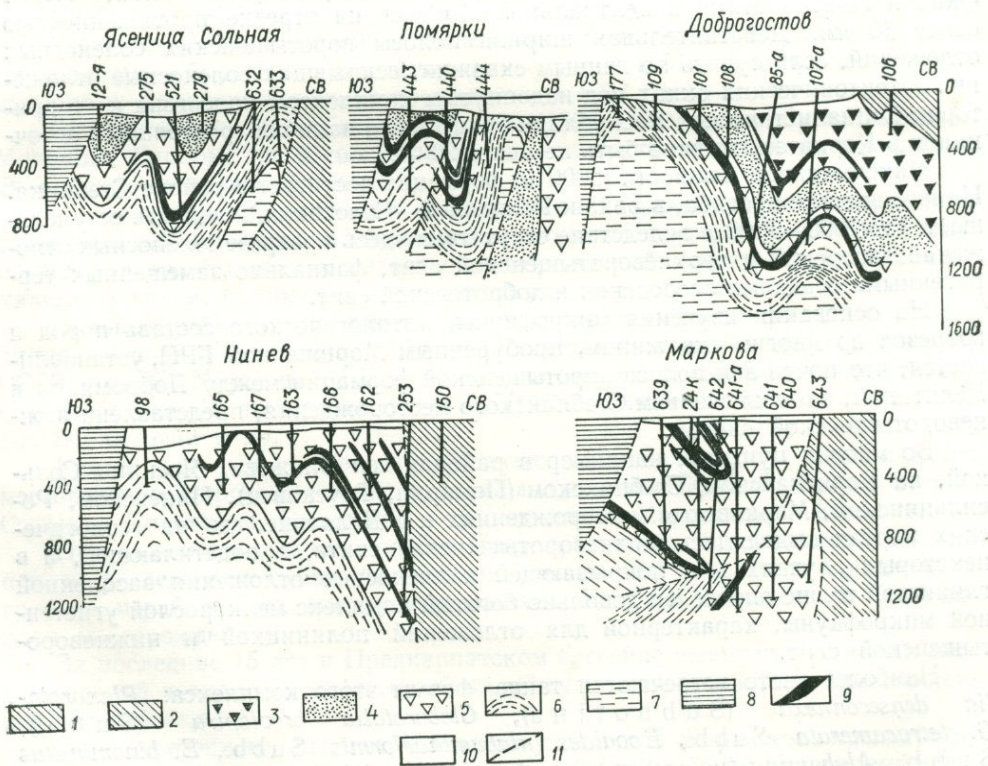


Рис. 2. Геологические разрезы воротыщенской галогенной формации:

1 — стебникская свита, 2 — добротовская свита, 3 — верхневоротыщенская свита, 4 — загорская свита, 5 — нижневоротыщенская соленосная подсвита, 6 — нижневоротыщенская терригенная подсвита, 7 — поляницкая свита, 8 — верхний палеоген, 9 — калийные соли, 10 — гипсово-глинистая шляпа, 11 — линии надвигов.

C. h. plana (I v a n.), *Bolivina aenariensisformis* M j a t l., *B. subdilata* P i s c h v., *Bagatella divulgata* S u b b., *B. altiuscula* S u b b. и др.

По литологическому составу, особенно по степени засоленности, нижневоротыщенская свита четко подразделяется на две части — нижнюю, сложенную песчано-глинистыми известковистыми относительно слабо засоленными флишоидного типа осадками (терригенная подсвита), и верхнюю соленосную, сложенную типичными для Предкарпатья интенсивно засоленными породами.

Подобное подразделение нижневоротыщенской свиты, предложенное В. Г. Юрковой (1948) и К. Б. Донченко (1964 г.) для района Стебника, подтверждается нашими работами и для остальной территории прогиба.

Верхняя половина разреза нижневоротыщенской свиты представлена толщей соленосных, часто известковистых глин, брекчий прослоями и пачками засоленных алевролитов, полимиктовых песчаников, ангидритов, глинистых каменной и калийных солей.

В северо-западной части бассейна между Старой Солью и Долиной соленосная подсвита более глинистая, чем на юго-востоке в районе Росильной, Солотвина, Делятина. Здесь в разрезе преобладают соленосные брекчии и глины, а пачки каменной соли (галитовой породы) имеют подчиненное значение и обычно находятся лишь в кровле и подошве калийных залежей.

На участках Блажев, Борислав, Помярки и Нинев в соленосной толще нередко встречаются пачки слабозасоленных глин, алевролитов и песчаников мощностью от 1—2 до нескольких десятков метров. На Бориславском месторождении нижний пласт калийных солей залегает даже внутри глинистой толщи, представленной чередованием тонких прослоек глин, алевролитов, песчаников, ангидрита и каменной соли, в которой отмечается явное преобладание терригенного материала.

Большая часть разреза соленосной толщи Росильнянского и Марковского месторождений сложена галитовой породой, вмещающей пласты калийных солей, и реже соленосными глинами, брекчиями и песчаниками, пачки и прослои которых обычно располагаются выше кровли и ниже подошвы галитовой толщи.

До недавнего времени нижневоротыщенская свита считалась не калиеносной. Отрывочные, но не проверенные сведения о наличии калийных солей в нижневоротыщенских отложениях в районах Трускавца и Помярок (скв. Тр-1, СБ-5, 8-и и др.) находим в работах В. В. Глушко (1958 г.), Н. Р. Ладыженского и В. И. Антипова [5] и др.

По данным С. М. Корневского (1956 г.), пачка каменной соли с пластом ангидрит-полигалитовой породы в нижневоротыщенских отложениях была вскрыта скв. 5 в Болехове.

Пласты калийных солей значительной мощности впервые были обнаружены в 1963—1965 гг. Моршинской ГРП в районах Трускавца, Борислава, Стебника, а затем Солотвина, Росильной, Делятина, а в последние годы — Блажева, Ясеницы Сольной, Долины и на других участках бассейна. Нижневоротыщенские калийные соли 20-го пласта Южного участка и Помярок С. М. Корневский и К. Б. Донченко [4] относили к загорской (средневоротыщенской) свите. Разведочной скв. 428, пробуренной в пределах Станьльской антиклинали Южного участка, под толщей загорских песчаников были вскрыты два пласта калийных солей истинной мощностью 28,5 и 40,4 м в отложениях нижневоротыщенской свиты.

В районах Трускавца и Помярок скважины 18-и, Тр-1, 1-Б, 1-Г, 435, 497 и другие вскрывают калийные соли непосредственно под толщей так называемых трускавецких конгломератов — самого нижнего горизонта загорской свиты.

Скважины 497, 48а, 58 а, 85 а, 107а вскрывают полный разрез воротыщенской серии — отложения верхневоротыщенской, загорской и нижневоротыщенской свит в нормальном залегании (рис. 2). Поэтому принадлежность калийных солей к нижневоротыщенской свите даже без привлечения дополни-

тельных данных микрофаунистических, минералогических и других исследований не вызывает сомнения. Загорские отложения залегают также в кровле нижневоротыщенской калиеносной свиты в Ясенице Сольной, Доброгостове и на Ниневском месторождении. На Бориславском и Блажевском месторождениях вследствие приподнятого положения синклинальных структур, ядра которых сложены соленосной толщей, загорских отложений нет или они находятся в чешуях, надвинутых с юго-запада. В районе Струтыня — Делятина нижневоротыщенская соленосная подсвита несогласно перекрывается толщей слободских конгломератов и флишовой толщей аргиллитов и песчаников добротовской свиты, а на отдельных участках — глинистой толщей нижнего сармата [1].

На территории СРР в центральной Молдове между Тыргу Окна и Пятра Нямац под зелеными конгломератами «слоев Борзешть» бурдигальского яруса, параллелизирующимися с нашими слободскими и трускавецкими конгломератами и одинаковыми с ними по составу, залегают соленосная формация аквитана, являющаяся аналогом нижневоротыщенской свиты. Эта формация мощностью около 500 м, названная румынскими геологами нижней прикарпатской соленосной формацией, развита в зоне, прилегающей к палеогеновому флишу. На участках Гэлянэ, Тазлэу, Борзешть она содержит залежи калийных солей.

Нижневоротыщенская соленосная подсвита вмещает от одного до трех калийных горизонтов, расположенных на различных стратиграфических уровнях и прослеживающихся по простиранию на расстоянии от 2—3 до 10—12 км (Помярки — Борислав), вкрест простирания — 1—2 км.

Вблизи дневной поверхности и на глубине калийные соли уничтожены эрозией либо срезаны надвигами.

Калийные соли нижневоротыщенской свиты образуют пластообразные залежи сложного строения, объединяющие пачки сближенных прослоев калийных солей в галитовой породе, и реже представлены отдельными пластами. Мощность пластов калийных солей на разных месторождениях изменяется от 0 до 50—70 м, обычно составляет 20—30 м. Протяженность пластов калийных солей по простиранию достигает 3—5 км, а вкрест простирания — 1—2 км.

Калийные залежи сложены полиминеральными хлоридно-сульфатными разновидностями калийно-магниевых солей. Наиболее распространенными из них являются каинитовые, лангбейнитовые и смешанные соли. Все разновидности, кроме галита, каинита и лангбейнита, содержат значительную примесь полигалита, кизерита и сильвина и в малом количестве второстепенных минералов — шенита, леонита, эпсомита, ангидрита и др.

Содержание окиси калия в них изменяется от 7—8 до 12—15% (среднее содержание по отдельным линзам — 10,5—11,5%). Нерастворимый остаток обычно составляет 10—16%.

Наиболее глинистые разновидности солей с содержанием нерастворимого остатка 20—25% встречаются в Помярках, в 20-м пласте Южного участка, на Бориславском и Ниневском месторождениях (18—20%).

Калийные залежи располагаются на крыльях складок и реже в осевых частях синклиналей, иногда опрокинутых на северо-восток (Марковское месторождение).

В присводовых частях антиклиналей они выходят к дневной поверхности под образования гипсово-глинистой шляпы, где обнаруживаются на глубине 50—100 м, погружаясь под углами 50—70° на глубину 1000 м и более.

Второй калиеносной свитой, с которой связаны залежи калийных солей крупнейшего в Предкарпатье Стебникского месторождения, является верхневоротыщенская свита. Соленосные отложения этой свиты развиты на небольшом пространстве в районе Стебника на отрезке между Модричами и Улично.

Изолированный от открытого моря верхневоротыщенский солеродный бассейн, очевидно, занимал большую площадь, чем его сохранившиеся от размыва отложения, и достигал района г. Долины. Но в результате интенсивных

дислокаций верхневоротыщенские соленосные отложения в надвиговых структурах были выведены, по-видимому, к поверхности и уничтожены эрозией.

В юго-восточной части прогиба в верхневоротыщенское время существовал открытый бассейн с нормальной соленостью воды, в котором отлагались мелководные песчано-глинистые осадки добротовской свиты.

Верхневоротыщенские отложения формировались в спокойной обстановке небольшого остаточного солеродного бассейна с ограниченным поступлением пресных вод и относительно небольшим привносом терригенного материала с суши. Об этом свидетельствуют однообразие литологического состава верхневоротыщенской соленосной толщи, большая степень засоленности ее осадков и меньшее содержание глинистых примесей по сравнению с отложениями нижневоротыщенской свиты.

Верхневоротыщенская свита сложена интенсивно засоленной толщей соленосных брекчий и глин, с содержанием галита в них 40—60%, пластами и линзами галитовой породы и калийных солей. Она залегает на терригенных засоленных породах загорской свиты, слагающих Станьльскую и Трускавецкую антиклинали на юго-западе, и перекрывается толщей красноцветных песчано-глинистых отложений стebníкской свиты на северо-востоке.

Верхневоротыщенские, как и лежащие ниже загорские, отложения редко содержат фауну фораминифер. Иногда в них находится незначительное количество фораминифер поляницко-нижневоротыщенского типа, кремнистые и песчаные формы и спикулы кремниевых губок.

В разрезе свиты выделяются три калиеносных горизонта, сложенных полиминеральными каинитовыми и лангбейнит-каинитовыми солями, образующими пластовые залежи и линзы мощностью от 5—10 до 100—150 м, прослеживающиеся на 1,5—4,0 км по простиранию. Пласты калийных солей нижних горизонтов Стебниковского месторождения имеют большую мощность и распространены на большей площади в пределах месторождения, чем лежащие выше линзы.

На Северо-Западном и Центральном участках в верхней части разреза соленосной толщи встречаются небольшие по размерам линзы глинистых сильвинитов (IV горизонт). Повышенное содержание сильвина в верхневоротыщенской свите отмечается также в подошве каинитовых залежей нижних горизонтов (10, Основной, 13 и 19-й пласты) на эксплуатирующихся Северо-Западном, Центральном и Южном участках. Общая мощность верхневоротыщенских отложений, достигающая 800 м, по простиранию уменьшается до 400 м (Модричи, Добротостов).

Отложения воротыщенской серии смяты в складки и разорваны тектоническими нарушениями на отдельные блоки. Вдоль линии надвига Скибовой зоны Карпат они образуют крутостоящие и опрокинутые складки в пологих чешуях. В северо-восточном направлении, по мере удаления от Карпат, дислоцированность пород уменьшается. На Стебническом месторождении наблюдается уже более пологое (50—60°) залегание соленосной толщи. В разрезе воротыщенской серии четко выделяются два полных ритма осадконакопления, завершившихся садкой калийных солей.

Первый ритм характеризуется сменой морских осадков поляницкой свиты засоленными глинами нижневоротыщенской терригенной подсвиты, а затем типичными галогенными осадками нижневоротыщенской соленосной подсвиты, включающими мощные пачки каменной и калийных солей.

Второй ритм начинается отложением грубообломочных пород — трускавецких конгломератов на северо-западе и слободских на юго-востоке, замещающихся вверх по разрезу и по мере удаления от береговой линии бассейна песчаными и глинистыми фациями загорской и добротовской свит и, наконец, соляными породами верхневоротыщенской свиты.

В последующем, третьем ритме миоценовых моласс сначала сформировалась мощная толща стebníкских пестроцветных сильно известковистых отложений, широко развитых по всему Предкарпатыю, а затем толща сероцветных загипсованных глин. На отдельных участках в небольших по размерам

изолированных бассейнах в стебникское время существовали благоприятные условия для отложения соленосных осадков с калийными солями.

Соленосные отложения стебникской свиты значительно меньше распространены, чем воротыщенские. Они выполняют небольшие вытянутые с юго-востока на северо-запад синклиналильные структуры в центральной части прогиба (рис. 1).

Отдельные пятна соленосных отложений стебникской свиты размером до 6—25 км и узкие полосы шириной 1—2 и длиной до 10—20 км выделяются на площади сплошного развития пестроцветных отложений в районах Калуша, Туры Великой, Дзвиняча, Ланчина, Рунгур, Моршина и Дрогобыча.

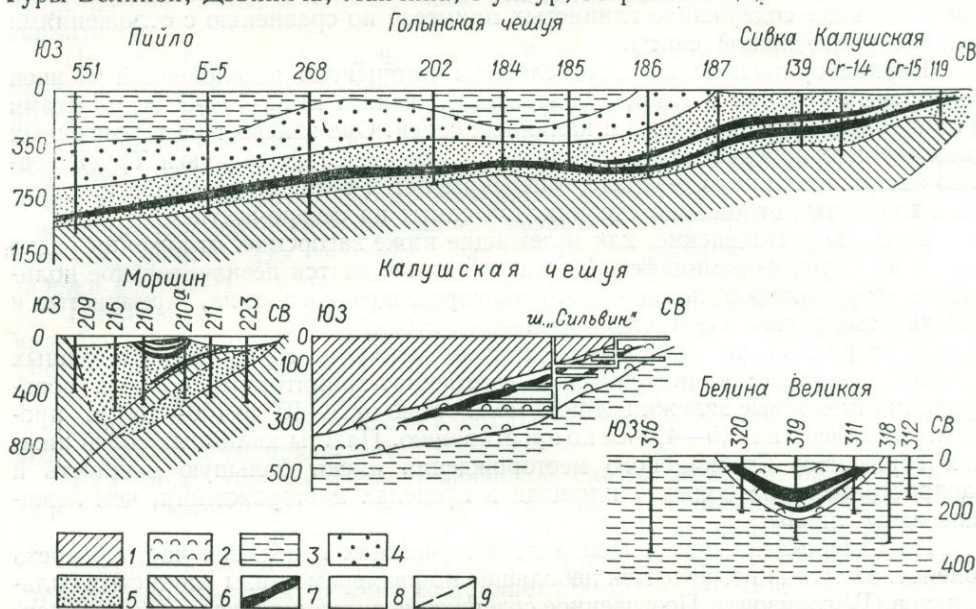


Рис. 3. Геологические разрезы стебникской и тирасской галогенных формаций:

1 — дашавская и косовская свиты, 2 — тирасская свита, 3 — богородчанская и баличская свиты, 4 — толща слабо засоленных отложений верхнестебникской свиты, 5 — верхнестебникская соленосная свита, 6 — нижнестебникская пестроцветная свита, 7 — калийные соли, 8 — гипсово-глинистая шляпа, 9 — линии надвигов.

Соленосная толща сложена в основном слоистыми, иногда брекчированными соленосными глинами, среди которых встречаются пропластки слабо засоленных песчаников и глин, пачки и линзы галитовой породы и калийных солей.

Наиболее интенсивное засоление верхней части стебникской свиты отмечается в Дрогобыче, Моршине, Тростянце, Туре Великой, Гольни, Старуне, Рунгурах, где соленосная толща вмещает залежи калийных солей сульфатного и редко хлоридного состава (рис. 3).

Наибольшей мощности (500—600 м) стебникская соленосная свита достигает в пределах Гольинской синклинали и Старуни, на других участках ее мощность равна 200—400 м, уменьшаясь к периферии до 50—100 м и полного выклинивания.

Пласты (линзы) калийных солей приурочены к двум горизонтам на Гольинском месторождении и одному-двум — на других участках. Мощность их колеблется от нескольких до 30—40 м, а в отдельных случаях достигает 100 м (пристанционный участок Гольинского месторождения). Размеры залежей самые различные — от небольших линз 300 × 700 м до 5 × 6 км на Гольинском месторождении.

Соленосные отложения стебникской свиты смяты в узкие антиклинальные и сравнительно широкие синклиналильные складки с более пологими северо-восточными крыльями.

Отложения стебникской галогенной формации залегают более полого, чем воротыщенские. В юго-западной части Голынского месторождения наблюдается почти горизонтальное залегание. Углы падения соленосных пород и залежей калийных солей здесь $10-15^\circ$, на других месторождениях — $30-45$ и редко $60-70^\circ$.

Обращает на себя внимание отсутствие в стебникской галогенной формации постепенного перехода от несоленосных подстилающих пород к соленосной толще, а также то, что калийные соли нижних горизонтов (Гольнь, Тура Великая, Рунгуры, Белина Великая) почти непосредственно залегают на несоленосных породах. Здесь не наблюдается, как в воротыщенских отложениях, постепенного увеличения засоления пород вверх по разрезу, завершившегося отложением калийных солей.

Подготовка и сгущение рапы стебникского бассейна до предельных концентраций, очевидно, проходила в промежуточных водоемах, располагавшихся на прилегающих с юго-запада площадях. Немалую роль при накоплении солей сыграл размыв соленосной толщи и залежей сульфатных калийных солей воротыщенской формации, явившихся дополнительным источником соли, поступавшей в бассейн. При одновременном перемещении оси прогиба в северо-восточном направлении происходила миграция рапы на участки наибольшего прогибания. В серии небольших изолированных бассейнов, образовавшихся во второй половине гольвета, началась садка калийных солей, а после уменьшения концентрации рапы образовалась толща лежащих выше соленосных пород.

Литологический состав стебникских отложений на Голынском месторождении (участок Пийло) довольно пестрый — от типичных хемогенных осадков (солей и галопелитов) в нижней до слабо и совсем не засоленных разновидностей песчано-глинистых пород в верхней части толщи.

В юго-западном направлении и к периферии бассейна с уменьшением засоленности уменьшается и мощность соленосной толщи от $400-500$ до $100-200$ м и полного выклинивания. В кровле соленосной толщи появляются зеленовато-серые и бурые слабо засоленные глины и алевролиты с прослоями и линзами соленосных глин и брекчий. Эта глинистая фация завершающей стадии развития стебникского уже опресненного бассейна более широко распространена по площади в районе Калуша, чем осадки соленосной толщи. Мощность покровных слабо засоленных пород на участке Пийло $100-300$ м, а в 4 км к северо-западу от с. Кадобна увеличивается до 340 м (скв. 331).

Последний полный ритм осадконакопления в миоценовых молассах начинается отложением морских осадков баличской свиты гольвета, представленных мощной толщей зеленовато-серых, оливково-зеленых, бурых и сургучно-красных известковистых глин, алевролитов и песчаников, сменившихся мергелистой толщей богородчанской свиты нижнего тортона, и завершается формированием галогенных осадков тирасской свиты верхнего тортона.

Во Внешней зоне прогиба у гг. Косова и Коломыи в толще тирасских гипсоангидритов залегают пачки довольно чистой каменной соли. По скв. «Гуцул-1» слой белой и серой каменной соли мощностью $35,0$ м залегают среди белых и серых ангидритов и гипсов в интервале $1375-1410$ м. Мощность ангидрито-соляной толщи тирасской свиты здесь составляет $65,0$ м.

Скв. 22-КИ (район Коломыи) вскрыла более мощную толщу галогенных осадков — пачку чистой каменной соли с прослоями соленосных глин и голубых ангидритов мощностью 118 м (инт. $796,0-914,0$ м) и пачку светло-серых и голубых ангидритов с прослоями каменной соли и соленосных глин мощностью 146 м (инт. $914,0-1060,0$ м).

Мощность хемогенных отложений тирасской свиты в северо-западном направлении в сторону Коломыи увеличивается до 264 м. Толща хемогенных осадков на обоих участках залегают на зеленых мергелях богородчанской свиты и перекрывается глинистым комплексом косовской свиты верхнего тортона.

В северо-восточной части Калушско-Голынского месторождения в пределах Хотинского, Центрального и Северного участков гипсоангидритовый

горизонт мощностью от 1 до 10 м залегает на калиеносных отложениях калушской галогенной формации.

По скважинам 322, 323, 324, 340, 341, пробуренным в 1971 г., устанавливается постепенная смена морских осадков богородчанской свиты типичными хемогенными осадками солеродного бассейна с тирасскими гипсами или загипсованными глинами и песчаниками в их кровле.

Наиболее характерные разрезы получены по скважинам 323 и 340, где залегают (сверху вниз):

Скв. 323

0	—	12,5	—	четвертичные отложения
12,5	—	40,0	—	косовские глины
40,0	—	41,2	—	ангидрит
41,2	—	44,4	—	глина с песчаником, сильно известковистая
44,4	—	91,0	—	глины и песчаники загипсованные, слабо засоленные
91,0	—	233,7	—	соленосные глины с прослоями каменной (мощн. 13,8 и 15,2 м) и каинитовых солей (0,8 м) и сильвинитов (2,4 м)
233,7	—	250,0	—	песчаники с прослоями зеленых мергелей

Скв. 340

0	—	8,5	—	четвертичные отложения
8,5	—	56,7	—	косовские глины
56,7	—	62,0	—	ангидрит
62,0	—	76,0	—	глины загипсованные
76,0	—	84,6	—	песчаник загипсованный, засоленный
84,6	—	125,0	—	глины и песчаники засоленные
125,0	—	210,5	—	соленосные глины с прослоями каменной соли
210,5	—	216,8	—	глины зеленовато-серые мергелистые с гнездами ангидрита
216,8	—	217,0	—	голубой ангидрит
217,0	—	245,5	—	зеленовато-серые мергели

Из приведенных разрезов видно, что гипсоангидритовый горизонт почти непосредственно залегает на калиеносной формации, отделяясь от нее мало-мощным прослоем загипсованных глин и песчаников, а соленосная толща — на зеленых мергелях, содержащих обильную нижнетортонскую микрофауну с преобладанием *Candorbulina universa*. Нижнетортонская микрофауна найдена также и описана Л. С. Пишвановой [6] в подстилающих мергелях в горной выработке 6-го горизонта рудного двора шахты II Северного участка: *Bulimina buchiana* O g b., *Uvigerina asperula* Cz., *Sphaeroidina austriaca* O g b., *Globigerina bulloides* O g b., *Cibicides ungerianus* (O g b.) и др. Эта микрофауна позволила отнести эту толщу к богородчанской свите.

В составе тирасской свиты в северо-восточной части Калушского месторождения выделяются (сверху вниз):

1. Ангидрит верхний мощностью до 10 м.
2. Глины известковистые, загипсованные, мощностью до 15 м.
3. Глины с прослоями песчаников, загипсованные и слабо засоленные, мощностью около 50 м.
4. Соленосная толща с каменными калийными солями, общей мощностью 100—400 м.
5. Ангидрит нижний (базальный) мощностью до 1—2 м.

Максимальная мощность тирасской свиты в наиболее полных разрезах достигает 200—250 м.

Приведенные выше данные, а также анализ геологических разрезов других участков позволяют предположить, что на Калушско-Голыньском месторождении выделяются две разновозрастные калиеносные формации — стебникская в голыньской и тирасская в калушской синклиналиях (рис. 3).

О тортонском возрасте калийных солей в Калуше писал в своих работах еще в 1932 г. Ч. Кужняр, работавший главным геологом Калушского калийного комбината. Эта точка зрения последующими исследователями не была принята из-за несоответствия разрезов других участков месторождения, где калиеносная формация залегает среди гельветских отложений.

На новом проявлении калийных солей у с. Белины Великой, в 20 км к северо-востоку от Самбора, соленосные отложения с пластом каинитовых солей мощностью 20—30 м залегают в неглубокой синклинали на толще зеленовато-серых и зеленых глин и алевролитов, содержащих разнообразный комплекс гельветских фораминифер. По литологическому составу и микрофауне эта толща относится к отложениям баличской свиты. Более высокое положение соленосной толщи в разрезе может указывать также на возможную принадлежность ее к отложениям тирасской свиты.

Отложения тирасской галогенной формации вскрыты скважинами 120 и 348 в с. Селец, в 18 км к северо-западу от г. Дрогобыча. Здесь толща галогенных пород представлена сверху вниз 20-метровым слоем загипсованных темно-серых глин с прослоями ангидрита (до 25 см), пачкой каменной соли с прослоями соленосных глин и песчаников общей мощностью около 50 м и светлой-серой ангидритовой породой мощностью 10 м.

В подошве нижнего прослоя каменной соли по скв. 348 имеется прослой серого полигалита мощностью 30 см. В основании хемогенных отложений тирасской свиты залегают толща засоленных известковистых песчаников и алевролитов мощностью более 80 м, которая, возможно, также относится к тирасской свите.

Галогенные отложения тирасской свиты установлены во многих пунктах от Косова на юго-востоке до Самбора на северо-западе бассейна. Из этого следует, что тортонский галогенез был значительно шире развит, чем предполагалось до последнего времени. На отдельных участках он мог доходить до своей конечной стадии — отложения калийных солей. Поэтому изучение калиеносности тортонских, как и гельветских, отложений представляет большой интерес при поисках новых месторождений.

Таким образом, в Предкарпатском бассейне калиеносными являются галогенные отложения нижневоротыщенской, верхневоротыщенской, верхнестебникской (стебникской соленосной) и тирасской свит.

Перспективы Предкарпатского бассейна по довоенным работам польских геологов оценивались всего лишь в 430 млн. *t* запасов калийных солей по категориям В, С₁ и С₂ на Калуш-Гольнском и Стебникском месторождениях (А. А. Иванов, 1941 г.). В результате разведок, проведенных на Стебникском и Калушско-Гольнском месторождениях в послевоенные годы, запасы калийных солей промышленных категорий исчисляются в размерах 1200 млн. *t* в Стебнике и 614 млн. *t* в Калуше.

Общие разведанные запасы по бассейну составляют около 3,0 млрд. *t* по категориям А, В и С₁ и 1,5 млрд. *t* по категории С₂. Прогнозные запасы оцениваются цифрой порядка 5 млрд. *t*.

Месторождения калийных солей воротыщенской формации представлены крутопадающими залежами и находятся в более сложных, чем стебникской и тирасской, горно-геологических условиях. Разработка их сопряжена с большими потерями полезного ископаемого в недрах и экономически менее выгодна. Несмотря на меньшие размеры залежей и небольшие запасы, линзы калийных солей стебникской и тортонской формаций при неглубоком залегании могут представлять промышленный интерес, особенно для открытой разработки.

На основании результатов поисковых работ и специальных геофизических исследований, проведенных на значительной территории бассейна, с учетом поисковых критериев и установленных признаков калиеносности галогенных формаций, наиболее перспективными для поисков новых месторождений в Предкарпатском бассейне являются:

1. Площадь Долина — Яворов, где поисковыми скважинами установлены мощные толщи галитовой породы с прослоями калийных солей в отложениях нижневоротыщенской свиты. Геофизическими работами выделена наиболее интенсивная отрицательная аномалия градиента силы тяжести.

2. Площадь Лоева — Делятин. Калийные соли в отложениях нижневоротыщенской свиты вскрыты одиночными скважинами,

3. Площадь развития стибникской и тирасской формаций между Ходновичами и Белиной Великой, Сельцом, Дрогобычем, Моршином и Калушем, где наличие калийных солей установлено на отдельных участках (Белица Великая, Дрогобыч, Моршин, Турья Великая, Кадобна). Здесь могут быть выявлены залежи, пригодные для разработки открытым способом.

На всех указанных площадях начаты поисковые работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арцабка А. Л.— Труды УкрНИГРИ, VI. Гостоптехиздат, 1963.
2. Голубков Н. А., Пишванова Л. С.— ДАН СССР, 1954, XCIV, 4.
3. Климов М. А.— Труды ВНИИГалургии, в. 60, Л., 1972.
4. Корневский С. М., Донченко К. Б.— Труды ВСЕГЕИ, 99, Госхимиздат, Л., 1963.
5. Ладыженский Н. Р., Антипов В. И.— Геологическое строение и газонефте-носность советского Предкарпатья. Гостоптехиздат, М., 1961.
6. Пишванова Л. С.— Труды УкрНИГРИ, вып. VI. Гостоптехиздат, 1963.
7. Стойка К.— Материалы Карпато-Балканской ассоциации в Румынии, 1961

Е. Ф. Станкевич, Ю. В. Баталин

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ГАЛОГЕНЕЗ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ (на примере содоносных отложений)

Континентальные соленосные отложения по сравнению с галогенными образованиями морского типа изучены очень слабо. Особенно мало внимания уделялось изучению содоносных отложений, представляющих одну из ветвей континентального галогенеза. Долгое время считалось, что содоносные отложения в ископаемом состоянии вообще не могут встречаться. И только Н. М. Страхов (1962) отмечал, что «знание химических типов современных внутриконтинентальных озер позволяет с уверенностью предсказать, что среди древних формаций найдутся отложения, отвечающие водам содового типа». В конце тридцатых годов в США, в битуминозной формации Грин-Ривер (палеоген) были найдены богатейшие залежи эвапоритов содового типа (запасы более 100 млрд. т), представленные троной, нахколитом, давсонитом, галитом и другими минералами [8, 13, 14, 16, 2]. В Китае есть проявления природной соды, приуроченные к мезозойским отложениям [7]. В СССР в Чусовских Городках (Пермская обл.) в уфимских отложениях был обнаружен пласт термонатрита [1]. Запасы соды в некоторых современных озерах (Сирлс, США; Магади, Кения) достигают сотен миллионов тонн. Минералы содового типа встречаются в отложениях всего фанерозоя.

Академик А. В. Сидоренко [10], выступая на VIII литологическом совещании в 1968 г., отметил, что поиски месторождений природной соды крайне необходимы и есть основания найти такие месторождения в СССР. Изучение содоносных отложений и прогнозирование содоносности на территории СССР было начато в Геологическом институте г. Казани в 1968 г. Прогнозные и ре-визионно-поисковые работы по рекомендации института начаты и другими организациями.

С содоносными отложениями связан целый ряд полезных ископаемых, многие из которых дефицитны и потребность в которых постоянно возрастает. В первую очередь к ним относится собственно сода и ее аналоги (трона, нахколит и др.), давсонит — потенциальное сырье для производства алюминия [16, 3, 6], цеолиты промышленного значения. Значительная часть бора добывается из месторождений, связанных с карбонатным типом галогенеза [4]. Повышенной миграционной способностью обладают и могут накапливаться в содовых водах литий, вольфрам, ванадий, медь, цинк, фтор, ниобаты, уран и другие металлы, что является предпосылкой для образования их промышленных скоп-лений. По данным А. П. Перельмана [9], с содовым категенезом связано образование медистых песчаников Украины и востока Восточно-Европейской плат-

формы. Американский геолог Эйгстер [11] установил, что формирование многих залежей железистых роговиков докембрия происходило в водоемах содового типа, современным аналогом которых является содовое озеро Магади в Восточной Африке (Кения). Содоносная формация Грин-Ривер, широко распространенная в штатах Вайоминг, Юта, Колорадо (США), включает крупнейшие в мире месторождения битуминозных сланцев. В ней же встречаются слои, обогащенные ураном и фосфором. Из рассолов озера Сирлс добывают бор, литий, вольфрам и бром.

Типы галогенеза

Таблица 1

(по М. Г. Валяшко, 1961, с изменениями и дополнениями авторов)

Галогенные формации	Континентальные			
	Морские			
Тип галогенеза подтип	Содовый	Сульфатный		Хлоридный
		Натриевый	Магниевый	
Гидрохимический тип исходной воды и ее солевой состав	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, NaHCO_3 , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , NaCl	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, (CaSO_4) , MgSO_4 , Na_2SO_4 , NaCl , (KCl)	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, (CaSO_4) , MgCl_2 , MgSO_4 , NaCl , (KCl)	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, (CaSO_4) , CaCl_2 , MgCl_2 , NaCl
Определяющая равновесная система	$\text{NaHCO}_3 - \text{Na}_2\text{CO}_3$ $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} -$ H_2O	$\text{MgSO}_4 - (\text{Na}_2\text{SO}_4) - (\text{MgCl}_2) - \text{NaCl} -$ H_2O		$\text{CaCl}_2 -$ $\text{MgCl}_2 -$ $\text{NaCl} (\text{KCl}) -$ $- \text{H}_2\text{O}$
Основные компоненты вмещающих толщ	CaCO_3 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		CaCO_3 $(\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$, CaSO_4
Главные первичные минералы	Наatron — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, термонатрит — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, трона — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot$ $\cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, нарколит — NaHCO_3 , буркеит — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$, мирабилит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, тенардит — Na_2SO_4 , гидрогалит — $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ галит — NaCl	Мирабилит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, тенардит — Na_2SO_4 , астраханит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times$ $\times \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, эпсомит $\text{MgSO}_4 \times$ $\times 7\text{H}_2\text{O}$, гексагидрит — $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, гидрогалит — $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, галит — NaCl , бишофит — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, сильвин — KCl , карналлит — $\text{KClMgCl}_2 \times$ $\times 6\text{H}_2\text{O}$.	Гидрогалит — $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, галит — NaCl , бишофит — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, сильвин — KCl , карналлит — $\text{KClMgCl}_2 \times$ $\times 6\text{H}_2\text{O}$	
Наиболее типичные микроэлементы	B, Li, Br	Br, B, Rb		Br

При изучении закономерностей современного галогенеза установлено, что его тип, т. е. набор эвапоритовых минералов, определяется химическим типом питающих вод. При концентрировании в поверхностных условиях из них выпадают наиболее растворимые соединения, к которым относятся карбонаты кальция и магния и сульфаты кальция. В результате образуются определенные солевые системы, соответствующие типам галогенеза (содовому, карбонатному, сульфатному и хлоридному), выделенным М. Г. Валяшко [4] (табл. 1).

Из всех типов галогенеза наиболее специфичен содовый. Он резко отличается от других химическим составом питающих вод, определяющими равновесными физико-химическими системами, главными и вторичными минералами, а также основными компонентами вмещающих пород (в них не бывает сульфатов кальция — гипса и ангидрита). Кроме того, при садке солей на последних стадиях концентрирования содовые воды не переходят в воды, характерные для сульфатного и хлоридного галогенеза. Воды сульфатного типа при концентрировании или разбавлении не могут преобразовываться в содовые.

Таблица 2

Минералы содового типа
(Милтон, Югстер [8]; Fahey [15]; Milton [17]; Milton, Fahey [18])

Минерал	Формула	Встречен в	
		современных отложениях	ископаемых отложениях
Карбонаты и бикарбонаты Na			
Термонатрит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	+?	±
Семиводная сода	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	+	
Природная сода (натрон)	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	+	+?
Нахколит	NaHCO_3	+	+
Вегшейдерит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{NaHCO}_3$	+	+
Трона	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+	+
Карбонаты Na, Ca, Mg и Al			
Эйтелит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$		+
Шортит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$		+
Бурбанкит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 4 (\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}) \text{CO}_3$		+
Пирсонит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+	+
Гейлоссит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	+	+
Давсонит	$\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$		+
Сложные соли			
Буркент	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$	+	
Нортупит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$	+	+
Тихит	$2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{MgCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	+	+
Ганксит	$2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 9\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{KCl}$	+	

Галогенез морского типа наблюдается в водоемах, в которые постоянно поступают морские воды, относящиеся в основном к сульфатно-магниевому подтипу. Под влиянием процесса метаморфизации и притока вод с континента они заметно преобразуются. Этим и объясняется появление в эвапоритовых толщах солей, характерных для хлоридного галогенеза (хлоридов кальция). В разных условиях при сульфатном типе галогенеза из рассолов могут выпадать преимущественно сульфаты и хлориды натрия.

В континентальных условиях галогенез по своему химизму более разнообразен, чем морской. Большая часть поверхностных вод суши относится к сульфатно-натриевому подтипу М. Г. Валяшко (II тип О. А. Алекина), что предопределяет и преобладающий тип континентального галогенеза.

Континентальные отложения отличаются от морских более разнообразным составом, фациальной пестротой, ограниченным распространением, чаще всего незначительной мощностью и плохой сохранностью. К этому следует добавить их значительно меньшую изученность по сравнению с морскими.

Континентальный галогенез проявляется в аридных условиях при наличии замкнутых водосборных бассейнов, бессточных и периодически проточных водоемов. Под галогенезом советские исследователи (М. Г. Валяшко и др.) понимают формирование высокоминерализованных природных вод в результате их испарения и накопление соляных осадков, образующихся при этом. Последовательность выпадения эвапоритовых минералов зависит от

стадии сгущения и гидрохимического типа поверхностных вод в водоеме. С каждой стадией концентрирования связаны свои полезные ископаемые.

Тип галогенеза (формирование рассолов и соляных отложений) определяется химизмом природных вод, питающих солеродные бассейны. При смешении вод разного типа формируются воды, чаще всего сульфатно-натриевого, реже сульфатно-магниевого подтипа. Содовые и хлоридные воды при этом преобразовываются в сульфатные.

Содовый галогенез, как указывалось выше, отличается от других типов набором весьма специфических минералов (табл. 2), которые не появляются при других типах галогенеза. Из широко распространенных минералов несодового типа образуются галит, мирабилит и тенардит. Во вмещающих породах большое значение имеют карбонаты кальция и особенно магния. Так, породы содоносной формации Грин-Ривер в США в значительной мере магнезиальны. Кроме того, в содовых водах повышенной минерализации образуется целый ряд аутигенных минералов, среди которых преобладают силикаты натрия, калия, реже — магния и кальция, представленные полевыми шпатами (альбит, ортоклаз, адуляр), цеолитами (анальцит, натролит, филлипсит, эрионит и др.), боросиликатами (сирлезит, ридмергнерит, гаррелсит, лейкосфен) и другими (стивенсит, сепиолит, лафлинит и т. д.). Некоторые из этих минералов обнаружены только среди содоносных отложений.

Наиболее благоприятные условия для содового, как и вообще для любого типа континентального галогенеза, создаются при наличии цепочек проточных и периодически проточных озер, заканчивающихся бессточными водоемами. В верховьях такой системы происходит улавливание обломочного материала и первоначальное концентрирование природных вод. Здесь же, а также при дальнейшем сгущении вод осаждаются наименее растворимые соли (карбонаты кальция и магния). Последующее концентрирование приводит к садке карбонатов, а также сульфатов и хлоридов натрия. Характерна в этом отношении система река Оуэнс — озера Оуэнс, Чайна, Сирлс в штате Калифорния (США). В реку Оуэнс стекают с гор Сьерра Невада маломинерализованные воды содового типа, в которых преобладают ионы гидрокарбонатный и кальция. Уже на первых стадиях концентрирования карбонаты кальция выпадают и основными ионами становятся ионы натрия и гидрокарбонатов. В рапе конечного озера Сирлс, где вскрытая мощность содоносных отложений превышает 300 м, преобладают хлориды натрия (табл. 3). Рассолы верхнего и нижнего соляных тел этого озера однотипны. При этом отмечается большая обогащенность поверхностных и погребенных рассолов верхнего соляного тела сульфатами и хлоридами, что совпадает с общей тенденцией изменения химического состава содовых озер при концентрировании.

Подобных примеров изменения химического состава природных вод при концентрировании много. Эта закономерность подтверждается и статистической обработкой более 600 химических анализов озерных вод. При минерализации до 0,5 г/л среди содовых вод преобладают гидрокарбонатно-кальциевый (индекс по Алекину — C_1^{Ca}) и гидрокарбонатно-натриевый (C_1^{Na}) виды (название видов дается по преобладающим ионам), при большей — гидрокарбонатно-натриевый. Начиная с минерализации 1 г/л увеличивается роль хлоридно-натриевого (Cl_1^{Na}) вида, а при 25 г/л он встречается так же часто, как и гидрокарбонатно-натриевый. В водах, содержащих растворимых веществ более 3 г/л, относительно большое значение имеют воды, в которых преобладают сульфаты натрия (S_1^{Na}).

При сгущении подземных содовых вод до концентрации 3 г/л значение гидрокарбонатно-кальциевого вида больше, чем в озерных. Хлоридно-натриевые воды играют существенную роль уже при минерализации 1—5 г/л, а при больших концентрациях встречаются чаще, чем все остальные виды. Сульфатно-натриевые воды при повышенной минерализации не встречаются, а гидрокарбонатно-натриевые встречаются в 10—20% проб при минерализации свыше 15 г/л.

Химический состав природных вод,

Вода	Индекс воды, по Алексину	Химический состав,			
		Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Источников гор Сьерра Невады	C ₁ ^{Ca}	6,2	1,6	1,7	10,4
		13,9	2,1	7,2	26,8
Р. Оуэнс	C ₁ ^{Na}	86		11	29
		27,5		8,6	13,9
Оз. Оуэнс	C ₁ ^{Na}	28 412	1641	—	—
		48,4	1,6	—	—
Оз. Сирлс	C ₁ ^{Na}	112 972	26 624	—	—
		43,9	6,1	—	—
Оз. Сирлс (рассолы верхнего соляного тела)	C ₁ ^{Na}	105 617	27 039	—	—
		43,5	6,5	—	—
Оз. Сирлс (рассолы нижнего соляного тела)	C ₁ ^{Na}	111 507	15 680	—	—
		46,2	3,8	—	—

В настоящее время озера с водой содового типа распространены очень широко и во всех климатических поясах (Байкал, Телецкое, Чудское, Ветерн, Эрхай, Танганьика, Ньяса, Натрон, Рудольфа, Виктория, Киву, Магади, Чад, Сирлс, Оуэнс, Эйберт, Саммер и т. д.). Объем их вод составляет 100—110 тыс. км³, т. е. 40—45% объема всех озер, включая Каспийское, Аральское, Мертвое моря. На огромнейшей территории Восточной Азии (Кения, Замбия и др.) природные воды почти исключительно содовые и в бессточных озерах накапливаются содоносные отложения (например, запасы природной соды в оз. Магади превышают 100 млн. т). Области содонакопления известны в США, КНР, СССР и других странах.

Х. П. Эйгстер [11] считает, что накопление большей части докембрийских железистых роговиков происходило в водоемах содового типа. В кембрийских отложениях Бельгии, в карбоне Припятской впадины и Донбасса в СССР и в перми Сиднейского басс. в Австралии обнаружен давсонит. В пермских отложениях Приуралья был вскрыт пласт термонартрита, в Притиманье известны псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу и нортупиту. В мезозойских и кайнозойских отложениях проявления минералов содового типа встречаются чаще. В частности, в Закарпатье на Вышковском рудном поле среди липаритовых туфов, известково-кварцевых песчаников и известковистых аргиллитов миоцена был обнаружен давсонит. По данным Я. В. Маслякевича, содержание давсонита в породах достигает 10% при мощности давсонитовых зон до десятков метров и простирается до 2—3 км. До настоящего времени давсонит Закарпатье рассматривался как минерал гидротермального происхождения, сопровождавший ртутные проявления. Однако широкое развитие в Закарпатье преимущественно безгипсовых соленосных отложений озерно-лагунного происхождения и подземных содовых вод повышенной минерализации позволяют предполагать, что давсонит имеет седиментационно-диагенетическое происхождение. О существовании условий галогенеза содового типа в этом районе свидетельствует также находка сирлезита и троны в миоценовых мергелях Северной Боснии в Югославии [12].

На Украине, в Западной Сибири, Забайкалье, Закавказье, долине р. Или, на Памире и в других местах встречаются соляные содовые озера.

Еще больше данных о минералах парагенных содовым. Все это свидетельствует о том, что на протяжении геологической истории неоднократно создавалась обстановка, благоприятная для образования содоносных отложений.

Условия формирования эоценовой содоносной формации Грин-Ривер вполне отвечали охарактеризованным выше закономерностям галогенеза содо-

питающих озеро Сирлс (Калифорния, США)

Таблица 3

мг/кг; экв. %	Химический состав,				Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ ⁺ + NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃ ⁺ + NaHCO ₃ Σ солей × 100
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻			
1,1	2,4	54,3	—	77,7	19,0	24	
1,5	2,6	45,9	—	—	23,8		
31	51	99	—	307	80	26	
8,3	10,1	31,6	—	—	18,2		
19 535	7498	4142	15 256	76 284	32 652	43	
21,3	6,2	2,7	19,9	—	45,2		
132 640	45 499	—	27 210	344 945	48 023	14	
33,4	8,5	—	8,1	—	16,2		
121 582	45 649	—	27 178	327 065	48 007	15	
32,4	9,0	—	8,6	—	17,2		
108 068	44 366	—	38 388	318 009	67 808	21	
29,0	8,80	—	12,2	—	24,4		

вого типа. По окраинам бассейна отлагались грубые осадки — конгломераты и песчаники, которые по направлению к центру переходили в сильно магnezиальные мергели, глинистые известняки и битуминозные сланцы. Широко развиты также туфогенные породы. В центральной части впадины Грин-Ривер есть пласты троны и галита. Во впадине Пайсинес — Крик встречаются слои нахколита и галита, а битуминозные сланцы характеризуются повышенным содержанием давсонита. Во впадине Уинта обнаружены битуминозные сланцы с нахколитом, шортитом и эйтелитом [8].

Палеогеографические условия времени образования формации Грин-Ривер были благоприятны для формирования больших масс природных вод содового типа. Крупные реки дренировали площади, сложенные в основном кристаллическими породами. Климатические и ландшафтные условия (тип саванны) также способствовали формированию содовых вод. В настоящее время подобная обстановка обуславливает преимущественное развитие содовых подземных и поверхностных вод (Восточная Африка, район озера Чад, многие районы Скалистых гор в США и на юге Канады). В таких районах встречаются реки и озера преимущественно содового типа. Поэтому есть все основания считать, что озеро Госвит, в котором шло накопление содоносных отложений, представленных формацией Грин-Ривер, питалось преимущественно природными водами содового типа.

Изучение палеогеографических, палеоклиматических, палеогидрогеологических условий показало, что на территории СССР неоднократно возникали условия, благоприятные для накопления содоносных отложений. В настоящее время необходимо начать широкие регионально-прогнозные исследования на ископаемые содоносные отложения в районах распространения: 1) верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских континентальных формаций Средней Азии (Туркменская, Узбекская, Таджикская ССР) и Казахстана; 2) осадочно-вулканогенных континентальных образований неогена и антропогена в Закавказье (Армянская, частично Азербайджанская и Грузинская ССР) и в Закарпатье (Украинская ССР); 3) мезозойско-кайнозойских континентальных отложений межгорных впадин Забайкалья (Бурятская АССР, Читинская обл.); 4) континентальных красноцветов перми и триаса востока Восточно-Европейской платформы (Пермская, Кировская области, Удмуртская и Коми АССР).

Вместе с тем необходимо уже сейчас на отдельных участках, где имеются проявления собственно содовых минералов (Закарпатье, Припятская впадина, Чусовские Городки, Притиманье, Донбасс) или гидрохимические показатели содоносности (Армения), организовать или расширить проведение специальных ревизионно-поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродова А. А.— ДАН СССР, 1945, 48, 4.
2. Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф.— Геология и минералогия ископаемых содоносных отложений формации Грин-Ривер, США. Изд-во ВИЭМС, М., 1971а.
3. Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Разведка и охрана недр, 1971б, 7.
4. Валяшко М. Г.— Труды ученых геол. ф-та МГУ XX геолог. конгрессу. Изд-во МГУ, 1961.
5. Валяшко М. Г.— Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд. Моск. ун-та, М., 1962.
6. Дини Дж. Р., Хайт Дж.— В кн.: Разработка и использование запасов горючих сланцев. «Валгус», Рига, 1970.
7. Лю Инь-Цзюнь.— РЖ Геология, 1954, 4.
8. Милтон Ч., Югстер Х. П.— В кн.: Геохимические исследования. ИЛ. М., 1961.
9. Перельман А. И.— Геохимия эпигенетических процессов. «Недра», М., 1965.
10. Сидоренко А. В.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. «Наука», М., 1970.
11. Эйгстер Х. П.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1. «Наука», М., 1969.
12. Varić L.— Berichte der Deut. Ges. für Geologischen Wissen. R. B., 1966, 11, 4.
13. Bradley W. H.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1964, 496-A.
14. Culbertson W. C.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1966, 550-B.
15. Fahey I. I., Mrose M. E.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1962, 405.
16. Hite R. I., Dyni I. R.— Mines, 1967, 62, 3.
17. Milton C.— Trans. N. Y. Acad. Sci., 1961, 23, 7.
18. Milton C., Fahey J. J.— Amer. J. of Sci., 1960, 258-A.

В. В. Благовидов

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

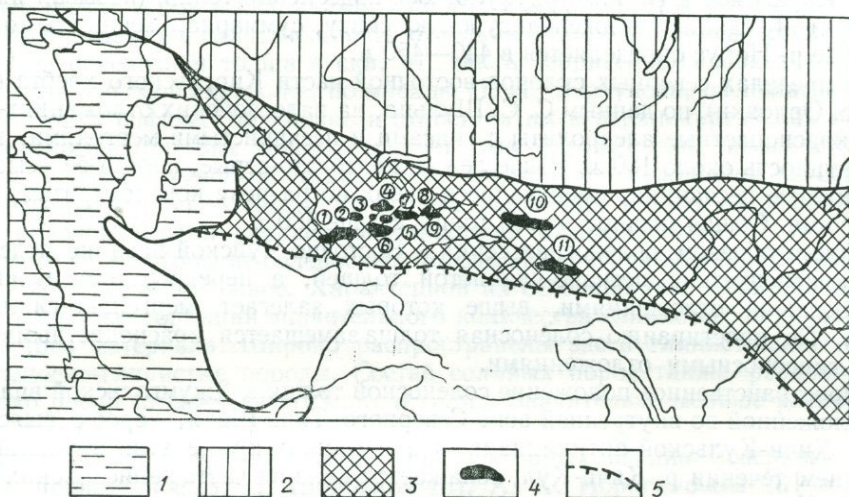
Средняя Азия — регион значительного развития соленосных толщ. Соленаккумуляция здесь происходила как в мезозое, так и в кайнозое. Верхнеюрские, меловые и палеогеновые толщи, распространенные на территории Туркмении, Таджикистана и Узбекистана, генетически связаны с морскими отложениями. Формирование континентальных соленосных отложений началось в неогене и продолжается в настоящее время [4]. Рассмотрим только неогеновые соленосные толщи, не касаясь древнечетвертичных и современных соленосных отложений.

Неогеновые (миоценовые) континентальные соленосные толщи приурочены к межгорным впадинам Северного Тянь-Шаня. Они известны также в ряде впадин Северо-Западного Китая. Область развития континентальных соленосных толщ на Евразийском континенте (рисунок) представляет собой сравнительно узкую субширотную зону шириной 800—1200 км, протягивающуюся от Приаралья на западе до Ордоса на востоке. Севернее расположена обширная область, где формировались сероцветные и угленосные отложения. Юго-западнее и западнее зоны континентального соленаккумуляции на территории Ближнего и Среднего Востока, а также Малой Азии, располагалась широкая зона, где формирование соленосных отложений в многочисленных солеродных бассейнах было связано с поступлением и испарением морских вод. Вещественный состав соленосных толщ этих двух зон соленаккумуляции в Европе резко отличен, и, если во внутриконтинентальных впадинах формировались толщи сульфатно-натриевого типа, то в эпиконтинентальных солеродных бассейнах формировались хлоридные и калийно-сульфатные соляные толщи [2].

Континентальные соленосные толщи неогенового возраста установлены в 11 впадинах: в Ферганской, Восточно-Чуйской, Кочкорской, Алабуга-Нарынской, Кетмень-Тюбинской, Кокомеренской, Джумгольской, Каркаринской, Текесской, Турфан-Хамийской и Цайдамской впадинах. На востоке солеродная зона замыкается областью красноцветной терригенно-сульфатной

седиментации. Здесь в Минхейской, Ордосской, Фенвейской и ряде других впадин Китая фиксируются гипсоносные отложения, тесно связанные с красноватными толщами.

Континентальные соленосные формации Средней Азии изучены очень слабо. Они вскрыты лишь рядом единичных скважин в некоторых впадинах. И хотя их общую классификацию и типизацию произвести сейчас невозможно, основные закономерности пространственного положения и внутреннего строения континентальных соленосных формаций удается установить.



Область развития континентальных соленосных толщ:

1 — зона морских солеродных бассейнов; 2 — зона развития континентальных сероцветных и угленосных толщ; 3 — зона континентальных солеродных бассейнов; 4 — соленосные впадины (цифры в кружочках): 1 — Ферганская, 2 — Кетмень-Тюбинская, 3 — Джумгольская, 4 — Восточно-Чуйская, 5 — Кочкорская, 6 — Алабуга-Нарынская, 7 — Иссык-Кульская, 8 — Каркаринская, 9 — Текеская, 10 — Турфан-Хамийская, 11 — Цайдамская; 5 — северная граница области отсутствия отложений миоценового возраста.

Положение соленосных серий в вертикальном ряду континентальных формаций межгорных впадин можно видеть на примере Восточно-Чуйской и Джумгольской впадин.

В пределах Восточно-Чуйской впадины, расположенной во внешней зоне Северного Тянь-Шаня, разрез соленосной и перекрывающей ее толщи описан на Серафимовской антиклинали В. Н. Огневым, С. С. Шульцем, В. Н. Щербиной и рядом других исследователей. Последовательность осадочных серий, выполняющих впадину, представляется следующей. В основании кайнозойского разреза непосредственно на палеозойском основании залегают красноватые терригенные отложения. По данным А. Х. Ибрагимова и А. Т. Турдукулова [3], верхняя часть этой толщи вскрыта скв. 1 = А, пробуренной в районе Серафимовской антиклинали, она представлена пачкой песчаников и алевролитов буровато-красного цвета, которая непосредственно подстилает соленосные отложения. Мощность пачки 28 м.

Вышележащие соленосные отложения объединяются в серафимовскую свиту. Мощность их оценивается в 850—900 м. Представлены они в основном зеленовато-серыми, серыми и коричневыми глауберитонасыщенными и загипсованными глинами, которые переслаиваются с пластами мергелей и глинистых гипсов. По всему разрезу наблюдаются неправильной формы слои и линзы каменной соли, глауберита, реже — линзочки тенардита.

Перекрывается соленосная толща глинисто-гипсоносными отложениями, верхняя часть которых описана нами по правому берегу р. Джельдису. Здесь они представлены тонко переслаивающимися между собой глинами коричневатобурыми, зеленовато-серыми, иногда загипсованными красновато-бурыми.

Прослой загипсованных глин и глинистых гипсов чаще всего имеют мощность в пределах сантиметров, но иногда достигают 1,2 м. Глинисто-гипсоносная толща вверх по разрезу сменяется мергельно-глинистой, в которой гипсовой минерализации совсем нет.

Мергельно-глинистая толща представлена красновато-коричневыми и зеленовато-серыми мергелистыми глинами с прослоями крупно- и среднезернистых песчаников. В верхней части среди прослоев известковистых глин прослеживаются прослой светлых, иногда розоватых известняков мощностью 1—1,5 м. Мощность мергельно-глинистой толщи в районе р. Джельдису 110—130 м. А. Х. Ибрагимов и А. Т. Турдукулов обе надсолевые толщи (называя их под-свитами) объединяют в джельдисуускую свиту, суммарная мощность которой в районе р. Норус определяется в 440—450 м.

В пределах северных склонов восточной части Киргизского хребта (в районе с. Орловки), по данным С. С. Шульца, на палеозойских отложениях залегают красноцветные алевролиты с гипсами и песчанистыми мергелями, имеющие мощность около 100 м. Выше лежат желтовато-серые, иногда белесые грубозернистые песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу конгломератами и галечниками. Общая мощность этой толщи свыше 500 м.

Таким образом, соленосная серия в Восточно-Чуйской впадине подстилается красноцветной песчано-глинистой толщей, а перекрывается глинисто-гипсоносными отложениями, выше которых залегает мергельно-глинистая толща. По простираению соленосная толща замещается красноцветными глинисто-гипсоносными отложениями.

Пространственное положение соленосной толщи в Джумгольской впадине, расположенной во внутренней зоне Северного Тянь-Шаня, хорошо выясняется на Кичи-Кульской антиклинали. На северном крыле этой антиклинали, в среднем течении р. Кичи-Кул, обнажается нижняя часть кайнозойских отложений. На гранитах здесь залегает толща коричневых глин с большим количеством в нижней части неотсортированного гравийного материала, мощность которой 120—130 м. Выше прослеживается глинисто-гипсоносная пачка мощностью 42 м. В ее основании залегает пласт зеленовато-серых глин, содержащих прослой известняка (мощностью от 1—3 до 10 см), над которыми наблюдаются коричневые и бурые глины, участками загипсованные, с прослоями глинистого гипса. Эта пачка непосредственно перекрывается соленосной толщей, переход между ними постепенный. Мощность соленосной толщи в Джумгольской впадине значительно меньше, чем в Восточно-Чуйской, и обычно не превышает 50 м. Представлена она главным образом глинисто-глауберитоносными породами; прослой чистого глауберита встречаются весьма редко. Мощность всей соленосной толщи 50 м. Перекрывается соленосная толща глинисто-гипсоносной, сложенной светло-серыми и коричневыми глинами, иногда загипсованными, с прослоями гипса. Мощность этой толщи 30—45 м.

Выше глинисто-гипсоносной толщи в Джумгольской впадине, как и в Восточно-Чуйской, залегает мергельно-глинистая толща, содержащая в верхней половине прослой известняков. Мощность ее в районе Кичи-Кульской антиклинали 95—100 м.

По мнению В. Н. Щербины [6], на южном крыле Кичи-Кульской антиклинали, где соленосных отложений нет, аналогами их являются красновато-бурые песчано-глинистые отложения мощностью 120—150 м.

Вертикальная последовательность осадочных серий, наблюдаемая в Восточно-Чуйской и Джумгольской впадинах, типична для целого ряда межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. Нижним базальным членом этой последовательности является красноцветная терригенная толща. Состав ее весьма разнообразен. Кроме песчаников и глин, в ней нередко наблюдаются конгломераты и известняки, а также глинисто-гипсоносные породы. Возраст толщи большинством исследователей по косвенным данным определяется как палеоген — нижний миоцен. Вторым членом является соленосная толща, залегающая или непосредственно на красноцветной, или отделяющаяся от нее маломощным гипсоносным горизонтом. Третий член устанавливаемой последовательности

представлен глинисто-гипсоносной и мергельно-глинистой толщами миоценового возраста.

В латеральном ряду соленосная толща во впадинах замещается красочетными терригенными отложениями.

Более детально характер фациального замещения соленосных отложений по простиранию выясняется в Иссык-Кульской впадине. Соленосная толща вскрыта здесь скв. 41 в районе г. Рыбачьего. Представлена она глинисто-глауберитовыми отложениями. Вскрытая ее мощность 228 м. «Несоляные» аналоги соленосной толщн пройдены Чолпон-Атинской гидрогеологической скважиной в интервале глубин 923,00—1393,00 м. Вскрытая толща сложена переслаивающимися между собой песчаниками, глинами и алевролитами с прослоями гипса и загипсованных глин; мощность отдельных прослоев гипса достигает 2—4 м. Как соленосная толща в скв. 41, так и терригенно-гипсоносная толща в Чолпон-Атинской скважине, по мнению Л. Н. Вертунова, располагаются на одном стратиграфическом уровне и относятся им к верхнекиргизской подсвите; перекрываются эти толщн сероцветными отложениями иссык-кульской свиты. Л. Н. Вертуновым установлено, что при прослеживании на север от пос. Чолпон-Ата терригенно-гипсоносные отложения в свою очередь замещаются красочетными глинисто-песчанистыми отложениями.

Внутреннее строение соленосных формаций межгорных впадин Северного Тянь-Шаня весьма сложное. Характерной их особенностью является присутствие в составе формаций значительного количества глинистого и карбонатно-глинистого материала. Широко распространены здесь глинисто-гипсоносные и соленосно-глинистые породы. Состав соляных пород также разнообразен. Широко распространены глауберит и галит. Значительно меньше распространены тенардит.

Изучение соляных месторождений межгорных впадин Северного Тянь-Шаня, проведенное В. Н. Щербиной [6], А. Х. Ибрагимовым [3] и рядом других исследователей, позволило установить три основных типа соленосных отложений. Первый тип — это собственно соленосные отложения, второй — соленосно-гипсоносные, третий — спорадически засоленные гипсоносно-глинистые отложения. Все три типа соленосных отложений по простиранию связаны друг с другом постепенными переходами, а спорадически засоленные глинисто-гипсоносные отложения, кроме того, связаны с собственно гипсоносными, а через них и с песчано-глинисто-мергелистыми отложениями [6].

Таким образом, мы видим, что соленосные формации межгорных впадин Северного Тянь-Шаня обнаруживают сложное внутреннее строение и состав, изменяющиеся как по простиранию, так и от подошвы к кровле формации. Особенности внутреннего строения и пространственного положения соленосных формаций в ряду континентальных осадочных серий, выполняющих межгорные впадины, позволяют сделать вывод о приуроченности эпох континентального соленакпления к этапам интенсивного химического выветривания в условиях слабой тектонической активности в стадию складчатости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дружинин И. Г. и др. Физико-химическая характеристика природных солей месторождений Тянь-Шаня. «Наука», М., 1970.
2. Жарков М. А.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. «Наука», Сиб. отд., 1971.
3. Ибрагимов А. Х., Турдукулов А. Т.— В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники северной Киргизии. Изд-во «Илим», 1966.
4. Ишниеязов Д. П.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. «Наукова думка», К., 1971.
5. Шultz С. С.— Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ, 1948.
6. Щербина В. Н.— Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Изд-во Киргиз. АН СССР, Фрунзе, 1952.

*А. Д. Бритченко, Л. А. Довбуш, В. И. Китык,
Л. П. Кононенко, К. С. Супронюк, Н. И. Фещенко*

К ВОПРОСУ ФАЦИАЛЬНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ И ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДЕВОНСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины основное направление поисков нефти и газа в девоне ориентировано на подсолевые отложения. Исходя из геологических предпосылок, эти отложения считают наиболее перспективными; поэтому тщательное их изучение — главная цель геологоразведочных работ. Верхнефранскую, евлановско-ливенскую и фаменскую соленосные толщи рассматривают как наиболее вероятные и надежные экранирующие покрывки при формировании месторождений в подсолевых и межсолевых отложениях.

Все изложенное, безусловно, верно. Однако, при проведении нефтепоисковых работ в девоне рассматриваемого района, кроме подсолевых и межсолевых образований, несомненный интерес представляют также другие комплексы осадков — в первую очередь сами соленосные толщи в целом и, в частности, «несолевые» (терригенные и карбонатные) породы в их составе.

В настоящее время закономерности распространения фаменской соленосной толщи еще во многом неясны. Наличие ее по материалам скважин установлено только на северо-западе впадины, в ее северном и южном краевых прогибах (Максаковская, Адамовская, Видельцевская разведочные площади). Мощность ее изменяется от 0 до 500 м, увеличиваясь от сводов к крыльям складок (Максаковская структура), что позволяет предполагать максимальное развитие этой толщи на участках, расположенных между структурными поднятиями.

Верхнефранская евлановско-ливенская соленосная толща, по данным бурения более 60 глубоких скважин, распространена почти на всей территории рассматриваемого района впадины.

В результате анализа материалов бурения и геофизических данных установлено, что максимальное развитие евлановско-ливенской соленосной толщи с преобладанием галогенных пород в разрезе приурочено к глубоким впадинам по фундаменту в краевых и центральной зонах грабена (Седневской, Прилукской, Антоновской, Западно-Нежинской, Ичнянской и др.). Мощность ее на этих участках достигает 2000 м и более.

Строение соленосной толщи цикличное. Каждый эвапоритовый цикл начинается карбонатными породами, выше залегают ангидриты и каменная соль. Такое строение отчетливо наблюдается в разрезах северной краевой зоны (борковские скважины 2, 6, 10; берестовецкая скв. 222; смолянская скв. 223; холмская скв. 238).

В направлении к северному (борковская скв. 3, максакская скв. 1) и южному (лосиновская скв. 209) бортам впадины мощность евлановско-ливенской соленосной толщи сокращается от 800—700 до 300 м, а в пределах погруженных выступов фундамента южной зоны — до 450 м (мринская скв. 210). В этих разрезах уменьшается содержание соли и увеличивается количество пластов глинисто-сульфатно-карбонатных и терригенных пород.

В северной (борковская скв. 9, шаповаловская скв. 301) и южной (пакульская скв. 227, скв. 651 профиля Сорокошичи — Репки, пирятинская скв. 1, колайдинцевская скв. 220) прибортовых зонах, а также на приподнятых выступах кристаллического фундамента (грибоворуднянская скв. 3, видельцевские скв. 1, 3, 5, 661) мощности возрастных аналогов евлановско-ливенской соленосной толщи сокращаются до 100—250 м, соли здесь нет совсем. В северной зоне они сложены главным образом глинистыми и глинисто-карбонатными,

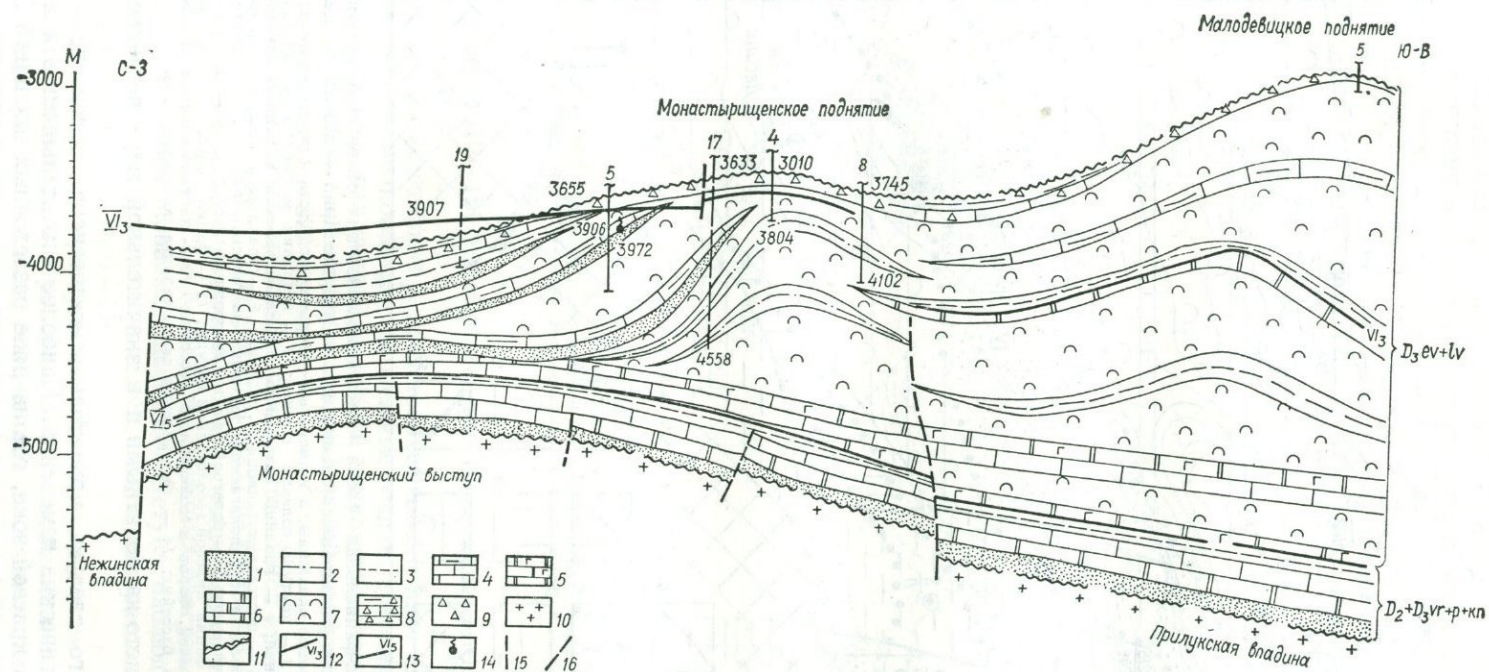


Рис. 1. Схематический профильный разрез девонских отложений Монастырищенского выступа:

1 — песчаные породы; 2 — алевритово-глинистые породы; 3 — глинистые породы; 4 — глинисто-карбонатные породы; 5 — сульфатно-карбонатные породы; 6 — доломиты; 7 — каменная соль; 8 — брекчированные породы; 9 — брекчия; 10 — докембрийский кристаллический фундамент; 11 — поверхности несогласий; 12 — сейсмический отражающий горизонт в низах задонско-елецких отложений; 13 — сейсмический отражающий горизонт в подсольных отложениях; 14 — нефтегазопроявления; 15 — скважины, спущенные на профиль; 16 — тектонические нарушения, по сейсмическим данным.
D₃ev+lv — евлановский и ливенский горизонты верхнего девона; D₂vr+p+kn+D₂ — воронежский, пашийский и кыновский горизонты верхнего девона и средний девон.

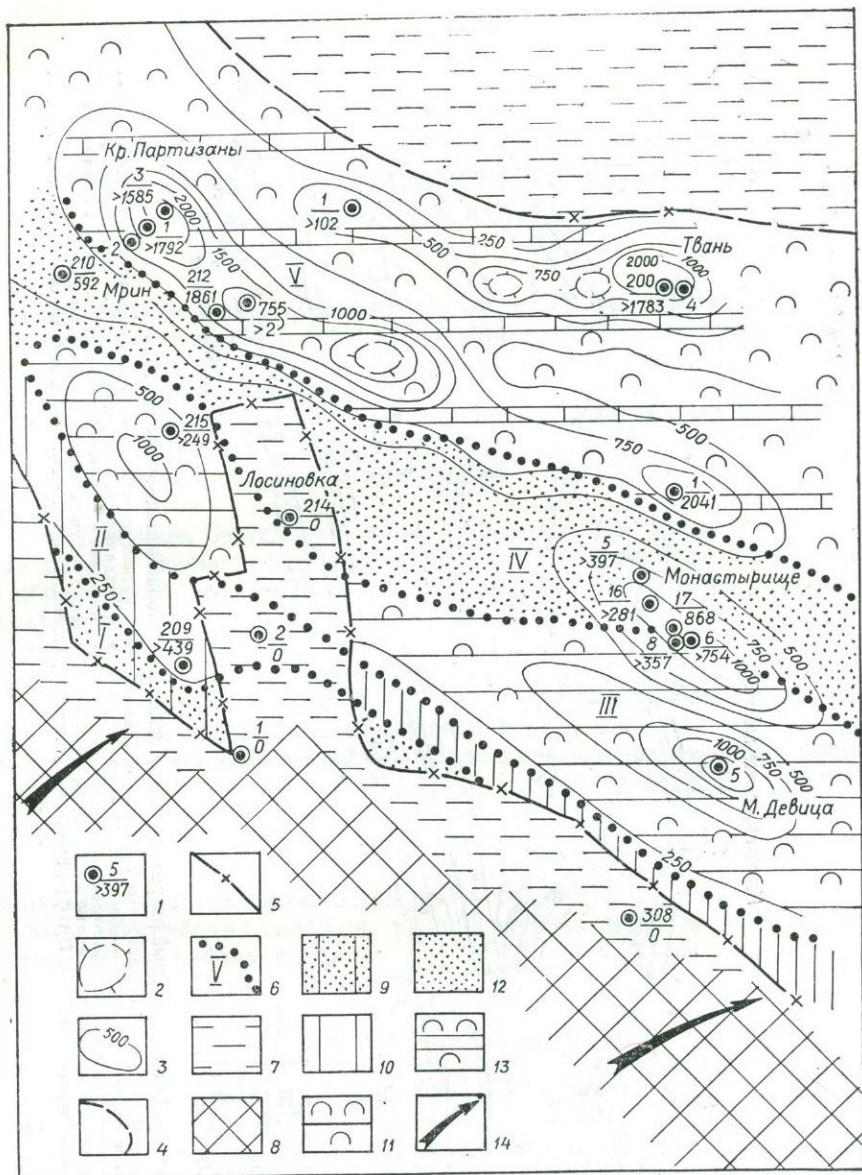


Рис. 2. Литолого-фациальная схема евлановско-ливленских отложений южной краевой зоны Днепровско-Донецкой впадины на участке Мрин — Монастырище: 1 — в числителе номер скважины, в знаменателе вскрытая мощность евлановско-ливленских отложений; 2 — контуры солевых штоков; 3 — изолинии мощностей евлановско-ливленских отложений; 4 — границы современного распространения евлановско-ливленских отложений; 5 — постседиментационные разломы; 6 — границы и номера фациальных полей; 7 — области предполагаемого размыва евлановско-ливленских отложений; 8 — предполагаемая суша; 9 — береговые фации солеродного бассейна; 10 — прибрежные фации; 11 — фации краевой засоленной лагуны; 12 — фации подводных песчаных валов, кос, пересыпей, баров в солеродном бассейне; 13 — лагуно-морские фации солеродного бассейна; 14 — направления сноса терригенного материала.

а в южной — глинисто-карбонатными и в значительной мере песчаными породами.

Из изложенного следует, что евлановско-ливленская соленосная толща претерпела литологические изменения. Наиболее значительными эти изменения были в южной краевой зоне, где на ряде разведочных площадей (Мрин, Лосиновка, Монастырище) в разрезах евлановско-ливленской соленосной толщи отмечается появление песчаных пластов, чередующихся с пластами соли, перспективными на нефть и газ (рис. 1).

На литолого-фациальной схеме евлановско-ливенской соленосной толщи южной краевой зоны впадины района Мрин — Лосиновка — Монастырище (рис. 2) выделяется пять литолого-фациальных полей.

I поле протягивается узкой полосой вдоль краевого разлома впадины и представляет собой, видимо, береговую фацию солеродного бассейна. Здесь развиты прибрежные отложения. По данным пирятинской скв. 1 и колайдинцевской скв. 220, можно предполагать среди преобладающих глинистых (40—50%) и сульфатно-карбонатных (15—30%) осадков значительное содержание

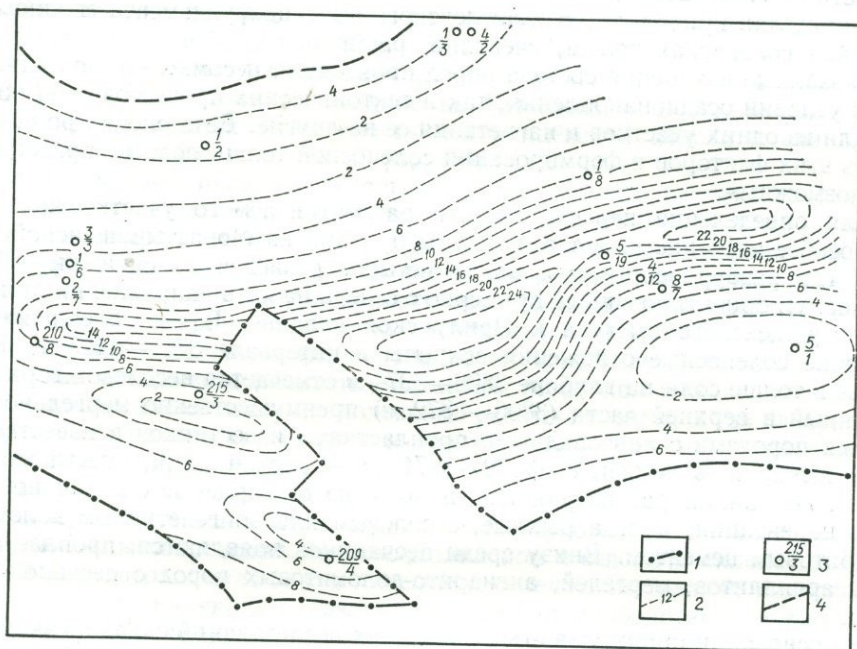


Рис. 3. Схема песчаности евлановско-ливенской соленосной толщи участка Мрин-Монастырище:

1 — разломы; 2 — изолинии содержания алеврито-песчаных пород; 3 — поисковые скважины (в знаменателе — содержания алеврито-песчаных пород; 4 — линия предполагаемого размыва.

песчаных пород (10—15%) и мергелей (8—10%). Мощность изменяется в пределах 100—200 м.

II поле удалено от борта и представляет собой узкую протяженную полосу. Здесь развиты мелководные прибрежные осадки, в которых увеличивается количество карбонатных пород (до 45%) и появляются пласты каменной соли (до 30%). Несколько уменьшается содержание песчаных и глинистых пород; мощность достигает до 300 м.

III поле связано с депрессиями фундамента южной краевой зоны впадины (Носовской, Прилукской). Здесь в разрезах лосиновской скв. 215, малодевичкой скв. 5, монастырищенских скв. 8 и 4 увеличивается количество пластов каменной соли (до 60—70%). Количество песчаных пластов заметно уменьшается, хотя на склоне Монастырищенского выступа наблюдается увеличение количества песчаных прослоев (рис. 3). Мощность рассматриваемой толщи здесь увеличивается до 1500—1700 м.

IV поле совпадает с протяженным Монастырищенским выступом, переходящим к северо-западу в Мринский выступ кристаллического фундамента. Оно характеризуется заметным увеличением песчаности соленосной толщи — содержание песчаников в разрезе изменяется от 8% (мринская скв. 210) до 19% (монастырищенская скв. 5). Мощность соленосных отложений здесь уменьшается до 500—250 м. Вероятно, во время евлановско-ливенского

соленакпления Монастырищенский выступ в виде бара протягивался параллельно прибрежной зоне бассейна.

В поле расположено между Монастырищенским и Кошелевским выступа-ми фундамента, охватывая обширную зону Нежинской депрессии. Соленосные отложения здесь вскрыты скважинами только на соляных куполах (Краснопартизанском, Западно-Нежинском, Тванском, Крапивнянском, Нежинском, Химорябушинском, Южно-Дорогинском). В этих разрезах основную роль играет каменная соль при наличии (до 15%) пластов морских карбонатных пород; мощность — 1700—2000 м.

В пределах приподнятого Кошелевского выступа фундамента евлановско-ливленская соленосная толща, очевидно, размыта.

Указанные изменения состава пород произошли, несомненно, под влиянием как условий осадконакопления, так и тектонических процессов — выжимания соли из одних участков и нагнетания ее на другие. Дать оценку роли каждого из этих факторов в формировании соленосной толщи пока не представляется возможным.

Для определения перспективности рассматриваемого участка на нефть и газ особое значение имеют результаты бурения на Монастырищенской площади, где разбуривается профиль из четырех разведочных скважин — 7, 5, 4, 8 (рис. 1), ориентированный примерно с севера на юг в направлении от свода Монастырищенского выступа к Прилукской впадине. В скв. 5 евлановско-ливленские соленосные отложения вскрыты в интервале 3717—4125 м. В их разрезе в толще соли на глубине 3806—3974 м отмечается несолевой горизонт, сложенный в верхней части (3806—3872 м) преимущественно мергельно-глинистыми породами с линзовидными пропластками известняков и известковых алевролитов, а в нижней (3872—3974 м) — песчаниками, насыщенными нефтью. Песчаники разнозернистые, полевошпато-кварцевые с различной степенью цементации, иногда рыхлые, с солевым или эпигенетичным доломито-ангидритовым цементом. Внизу среди песчаников появляются пропластки и линзы аргиллитов, мергелей, ангидрито-доломитовых пород с песчаной примесью.

На основании промыслово-геофизических исследований скважин методами НГК, НКН, АК (заклучение Нежинской промыслово-геофизической конторы) выделены наиболее перспективные с точки зрения нефтегазоносности интервалы — 3878—3898, 3901—3911, 3936—3972 м, в которых наблюдается значительное затухание акустических сигналов, что можно рассматривать как признак трещиноватости пород.

При лабораторном изучении коллекторских свойств песчаников из интервала 3925—3931 м (данные лаборатории физики пласта треста «Черниговнефтегазразведка») по девяти образцам определено изменение открытой пористости в пределах 3,5—9,8% (при средних значениях 5,8%). Проницаемость во всех случаях не превышала 0,1 мдарси. Коэффициент сортировки этих песчаников, вычисленный графическим путем (по коммулятивным кривым), составляет 1,5—2, а медианный размер зерен — 0,05—0,7 мм.

При бурении в интервале 3872—3974 м, по данным газового каротажа, наблюдались значительные газопроявления (>4%). При отборе проб ОПТ-7-10 на каротажном кабеле с глубин 3963,5; 3958; 3943,2; 3884,5 и 3884 м получен буровой раствор со значительным содержанием углеводородных газов, состав и насыщенность которых указывают на возможно газовый характер залежи. К сожалению, по техническим причинам опробовать указанный интервал не удалось.

На литолого-фациальном профиле (рис. 1) от свода Монастырищенского выступа к Прилукской впадине наблюдается постепенное уменьшение мощности и фациальные изменения песчаных пластов, вскрытых скв. 5.

В скв. 4 данные пласты находятся в призабойной (ниже 3804 м) зоне и поэтому не изучены каротажем. Однако в керне с глубины 3798—3803 м подняты песчаники, аналогичные песчаникам в разрезе скв. 5.

В скв. 8, расположенной на склоне выступа, продуктивный песчаный пласт,

который в скв. 5 пройден в интервале 3936—3972 м, находится в интервале 3973—4000 м. Песчанность в нем сильно уменьшается. Он сложен преимущественно глинистыми осадками с прослойками карбонатных и песчаных пород.

Прослеженные фациальные изменения можно объяснить конседиментационным подъемом Монастырищенского выступа в евлановско-ливенское время.

На территории Советского Союза и за рубежом известны многочисленные случаи, когда к внутрисолевым пластам приурочены залежи нефти и газа.

Примером может служить «осинский пласт» доломитов кембрийской соленосной формации на юге Иркутского амфитеатра [3].

В Припятском прогибе на Ельской площади в скв. 2 и Шатиловской площади в скв. 1 также были получены притоки нефти из внутрисолевых пластов песчаников и доломитов фаменской соленосной толщи верхнего девона [1].

В Днепровско-Донецкой впадине на Кегичевском месторождении установлена промышленная газоносность подбрянцевской подсвиты славянской свиты нижнепермской соленосной формации [2].

На возможное наличие нефтегазоносных пластов внутри евлановско-ливенской соленосной толщи указывают также газо- и нефтепроявления, зафиксированные берестовецкой скв. 222, омбишской скв. 5, сагайдакской скв. 100.

Характер строения евлановско-ливенской соленосной толщи свидетельствует о поступлении в южную краевую зону евлановско-ливенского солеродного бассейна с Украинского щита значительного количества терригенного материала, что обусловило формирование внутрисолевых песчаных пластов на выступах фундамента (Монастырищенском, Мринском и др.).

В пределах таких выступов поисковые работы на нефть и газ следует ориентировать как на сводовые пластовые залежи антиклинального типа, так и на литологически ограниченные залежи, связанные с выклиниванием пластов терригенных пород, залегающих в галогенных образованиях.

В северной краевой зоне, на сводах более глубоко погруженных выступов (Плисковско-Лысогорском, Липово-Долинском и северном склоне Кошелевского) и перекрытых евлановско-ливенской соленосной толщей, аналогичные залежи следует связывать с различными типами карбонатных коллекторов, так как в состав соленосной толщи входят пласты известняков, доломитов и ангидритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б л о ц к и й Н. А., Б р у с е н ц о в Н. А., В о л о ж Ю. А.— В кн.: Перспективы нефтегазоносности девонских отложений Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины. Тематические научно-технические обзоры ВНИИОЭНГ, М., 1970.
2. З и л ь б е р м а н В. И., П о т ю к а е в В. М. и др.— В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность, ч. II. «Наукова думка», К., 1969.
3. К и т ы к В. И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. «Наукова думка», К., 1970.

В. В. Колодий

НЕКОТОРЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

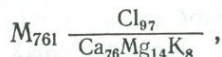
Подземные воды районов развития соленосных формаций представляют немалый теоретический и практический интерес. С ними в последнее время связывают генезис подземных хлоридных рассолов вообще. Рассолы соленосных формаций привлекают внимание также в связи с проблемой их комплексного использования в промышленности как сырья для извлечения многих редких и рассеянных элементов. Немаловажное значение имеет тесная связь рассолов с залежами нефти и газа во многих крупных нефтегазоносных провинциях.

Благодаря работам советских гидрогеологов и геохимиков Н. К. Игнатовича, М. А. Гатальского, А. Е. Бабинца, И. К. Зайцева, Г. М. Сухарева,

Е. А. Баскова, В. А. Кротовой, А. Е. Пиннекера, Н. В. Тагеевой и др. выяснены основные закономерности распространенных рассолов на территории СССР и их связь с соленосными формациями, а также гидрогеологические особенности районов распространения соленосных формаций.

По степени минерализации подземные воды принято делить на пресные (до 1 г/л), солоноватые (1—3 г/л), слабосоленые (3—10 г/л), соленые (10—36 г/л), рассолы (более 36 г/л). В свою очередь рассолы подразделяют на слабые (36—150 г/л), крепкие (150—320 г/л), весьма крепкие (320—500 г/л) и сверхкрепкие (более 500 г/л). По химическому составу подземные рассолы главным образом хлоридные, поверхностные — хлоридно-сульфатные.

Наиболее минерализованные сверхкрепкие рассолы получены отпрессованием из глинистых песчаников и доломитов, залегающих в районах развития соленосных толщ. Так, Пиннекер сообщает о рассоле состава



полученном из керна на площади Тыреть в Ангарско-Ленском бассейне [6].

Рассолы такой минерализации в свободном виде пока не встречены. Минерализация рассола площади Балыхта из усольской свиты нижнего кембрия 599 г/л (см. таблицу).

Если соленые воды распространены в природе очень широко, то рассолы приурочены только к тем осадочным бассейнам, где в разрезе есть хемогенные отложения (доломиты, гипсы, ангидриты, каменная и калийная соль). Бассейны, сложенные нормальными морскими осадками, как правило, содержат рассолы, минерализация которых не превышает 50 г/л. Бассейнам, сложенным только пресноводными осадками, свойственны пресные или солоноватые воды [1].

Крепкие и сверхкрепкие рассолы распространены в отложениях широкого стратиграфического диапазона — от кембрийских до четвертичных. Встречаются они и на поверхности — в бессточных озерах, лагунах. Минерализация рассола поверхностных водоемов несколько ниже, чем подземных рассолов.

Генезис подземных рассолов до настоящего времени вызывает споры. Предложен целый ряд гипотез их происхождения, которые могут быть сведены в три группы:

гипотезы, основанные на предположениях о формировании солевого состава и минерализации рассолов за счет компонентов верхней мантии Земли (эндогенные гипотезы);

гипотезы, в основу которых взяты представления об инфильтрации в недра пресных вод и повышении их минерализации за счет выщелачивания рассеянных и гомогенных солей (инфильтрационные гипотезы);

гипотезы, согласно которым рассолы являются, главным образом, древними седиментогенными водами морских водоемов, лагун и заливов, погребенными и измененными в результате физико-химического взаимодействия с илами и породами в течение длительной геологической истории развития (седиментационные гипотезы).

Из двух последних имеющихся в настоящее время фактическим данным больше соответствует гипотеза седиментационного генезиса основной массы подземных рассолов. Последнее отнюдь не исключает наличия в недрах рассолов, например, инфильтрационного происхождения.

Фактический материал о закономерностях распространения рассольных вод свидетельствует о том, что последние связаны в основном с седиментационными процессами, протекавшими в тех водоемах, где отлагались осадочные породы, принимающие участие в строении бассейна, или же с процессами выщелачивания галогенных пород, образовавшихся в тех же бассейнах [2].

Согласно Зайцеву, весьма слабые и слабые рассолы формируются в доломитовую и гипсовую стадии галогенеза, крепкие и весьма крепкие — в гали-

товую, карналлитовую и бишофитовую стадии за счет погружения седиментогенных рассольных вод и в результате их внедрения в смежные с соленосными толщами коллекторы.

Растворение и перекристаллизация минерального вещества пород и процессы адсорбции — десорбции катионов в системе вода — порода ведут к обогащению подземных хлоридно-натриевых вод кальцием, переходу в воды сили-

Химический состав некоторых природных рассолов *

Местонахождение рассола	Формула Курлова
Поверхностные рассолы	
Батайское озеро	$M_{393} \frac{Cl_{65}SO_{35}^4}{Mg_{65}Na_{35}} K_{1,54}$
Мертвое море	$M_{315} \frac{Cl_{97}}{Mg_{42}Na_{35}Ca_{16}}$
Кара-Богаз-Гол	$M_{292} \frac{Cl_{66}SO_{34}^4}{Na_{57}Mg_{37}K_5}$
Подземные рассолы	
Моршин, источник «Бонифаций»	$M_{410} \frac{Cl_{70}SO_{30}^4}{Ca_{81}Mg_{13}K_4Na_2} K_{16}Br_9$
Балыхта, скв. 5, Ст, усольская свита, 1122—1130 м	$M_{599} \frac{Cl_{99}}{Ca_{78}Mg_{12}K_5Na_4} K_{21}Br_8$
Керки-Даг, J ₃ , гаурдакская свита, 2908 м ³	$M_{502} \frac{Cl_{100}}{Ca_{51}Mg_{42}(Na+K)_7} K_{19,5}Br_{1,6}$
Кушкульская пл., скв. 5, 1674 м	$M_{310} \frac{Cl_{99}}{(Na+K)_{49}Ca_{45}Mg_6} Br_{2,2}$
Прикаспийская низменность, Челкарский соляной купол, 850 м	$M_{429,5} \frac{Cl_{99}}{Mg_{98}Ca_1Na_1} K_{0,5}Br_{8,5}$
Майская, J ₃ , 3530 м	$M_{348} \frac{Cl_{100}}{Na_{46}Ca_{44}Mg_9} K_{4,4}Br_{1,1}$
Поровый раствор, пл. Тыреть скв. 11, 2203—2210 м	$M_{725} \frac{Cl_{98}}{Ca_{60}Mg_{21}Na_{16}} K_{17}Br_{11}$
То же, пл. Дубровинская, 517—523 м	$M_{340} \frac{Cl_{100}}{Na_{97}Ca_2Mg_1}$

* По данным И. К. Зайцева, В. В. Колодия, Е. В. Пиннекера, О. Д. Штогрин.

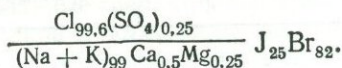
ция, алюминия, калия, магния, железа и многих редких и рассеянных элементов, заключенных в кристаллических решетках минералов в виде микровключений и изоморфных примесей [3].

Указанные процессы способствуют формированию в недрах хлоридных кальциево-натриевых вод, однако повышение их минерализации до сотен граммов на литр объясняется только либо выщелачиванием солей, либо захоронением уже «готовых» рассолов.

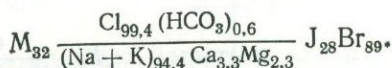
Выщелачивание. Обогащение сравнительно мало минерализованных вод солями возможно путем растворения солей при их непосредственном контакте с водами и путем диффузии. Рассолы выщелачивания имеют вполне определенный солевой состав, отличающий их от седиментогенных рассолов.

Обычно это хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией, приближающейся к пределу растворимости NaCl (отношение $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ близко к 1), содержащие мало брома, не содержащие йода, что и отличает их от хлоридных натриево-кальциевых, содержащих йод и бром, рассолов седиментационного происхождения (см. таблицу).

Часть рассолов выщелачивания может иметь седиментогенную природу растворителя. При взаимодействии соленой подземной воды хлоркальциевого типа с солью из Роменского штока (Днепровско-Донецкая впадина) нами получен рассол состава



Исходная вода имела такие состав и минерализацию:



Активное выщелачивание солей возможно только в зонах, где фильтрация подземных вод достаточно ощутима. Обычно благоприятная для выщелачивания обстановка наблюдается только в зоне активного водообмена с поверхностью, если соляные тела залегают или залежали в прошлом в таких условиях. Поэтому рассолы выщелачивания формируются обычно в надсолевых осадках, в то время как в межсолевых и подсолевых наблюдаются качественно различные рассолы седиментогенного типа. Весьма благоприятны для формирования рассолов выщелачивания открытые соляные купола (Солотвинский в Закарпатье, Роменский, Исачковский, Солоницкий в Днепровско-Донецкой впадине и др.). Выщелачивание соляных тел зависит от смены рассолов, контактирующих с ними. Как показали исследования Короткевича [4] и др., образующийся у поверхности соли насыщенный раствор ее с повышенной вязкостью предохраняет соляное тело от агрессивных пресных вод. Уже на небольшом расстоянии (несколько метров) от соляного тела рассолы сменяются в ряде случаев пресными водами, что свидетельствует о малой подвижности рассолов у поверхности соли. Ощутимое растворение солей возможно только при больших градиентах падения уровня вод (более 0,005), однако по мере растворения снова наступает равновесие, что и способствует сохранению соляных тел от окончательного разрушения в зоне активного водообмена.

Совершенно иной характер имеют воды межсолевых отложений. Доля натрия в них значительно уменьшается, резко возрастает содержание щелочных земель. В довольно широком диапазоне минерализации натрий все еще преобладает в катионной части, однако при минерализации более 300 г/л на первое место выступают кальций и магний. Среди анионов преобладает хлор. Из акцессорных компонентов отмечены в повышенных количествах бром, калий, стронций и др. При сравнении указанных рассолов с поверхностными, формирующимися в бессточных озерах, установлены некоторые различия между ними. Так в подземных рассолах нет сульфатов, содержание которых в поверхностных водоемах достигает 30% и более (см. таблицу). В катионной части поверхностных рассолов преобладает натрий. Эти различия связаны с условиями залегания рассолов. Захоронение рассолов, по составу аналогичных поверхностным, под мощной толщей осадков ведет к их глубокой метаморфизации, основными процессами которой являются катионный обмен Na^+ на Ca^{2+} и Mg^{2+} на Ca^{2+} . Освобождению рассолов от SO_4^{2-} способствует также садка гипса. Накопление в растворе хлористого кальция связано с литификацией осадка. Исследования В. И. Лебедева показали, что в существенно силикатных осадочных породах, прошедших стадию диагенеза, хлоридные натриево-магниевые и магниевые рассолы неизбежно превращаются в хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые.

Формированию хлоридных кальциевых рассолов в карбонатных породах способствуют процессы доломитизации при участии высокоминерализованных рассолов и высоких (50—70° С) температур.

Обмен Na^+ на Ca^{2+} возможен при альбитизации, однако этот процесс изучен еще недостаточно [5].

Влияние галогенных пород на подземные воды, а также взаимодействие последних с солями способствуют образованию вторичных глин, глинисто-гипсовых брекчий и т. п. в процессе выщелачивания галопелитов [8]. Кроме вод инфильтрационного происхождения, воздействующих на соляные тела в приповерхностных зонах, известную роль играют седиментогенные воды. В процессе разгрузки они взаимодействуют с соляными породами и омывающими их рассолами. При взаимодействии хлоркальциевых вод с соляными минералами, содержащими сульфаты натрия, калия и магния, образуется гипс. Воды при этом обогащаются хлоридами щелочей и магния. Описан [8] целый ряд превращений соляных минералов при воздействии на них хлоркальциевых вод, в частности переход эпсомита в ангидрит ($\text{MgSO}_4 + \text{CaCl}_2 \rightarrow \text{CaSO}_4 \downarrow + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$), образование полигалита, сингенита, гипса. В этих случаях воды обогащаются магнием за счет связывания кальция в новообразованных минералах.

Специфичен и газовый состав рассолов, связанных с соленосными формациями. В составе газов современных рассолов выщелачивания преобладает азот, иногда есть кислород. Характерна обогащенность этих рассолов аргоном в связи с растворением газовых включений в солях [7]. Учитывая к тому же обедненность газовых включений в солях гелием, нетрудно убедиться в ошибочности определений возраста рассолов по гелию и аргону. Тем не менее такие попытки все еще предпринимаются для обоснования инфильтрационного генезиса рассолов [6].

Седиментогенные концентрированные рассолы отличаются пестротой состава газов. В них фиксируются газы азотного, сероводородно-азотного, сероводородно-метанового, азотно-метанового, метанового состава. Такая специфика объясняется поступлением газов в рассолы из солей в процессе их уплотнения (азот и аргон) и последующим обогащением углеводородными газами, когда воздушные газы не поступают [7].

В заключение остановимся на некоторых гидродинамических особенностях районов развития соленосных толщ — условиях, господствующих в межсолевых и подсолевых водоносных комплексах.

Погружение соленосных толщ, имеющих первоначально высокую пористость, сопровождается захоронением больших количеств поровых растворов (рассолов), уплотнением пластических соленосных толщ под геостатической нагрузкой, отжиманием рассолов и их разгрузкой, в ряде случаев в бассейне седиментации, чем поддерживается существование поверхностного водоема (системы бессточных озер).

Соленосные толщ и тяжелые рассолы в силу своей специфики играют активную роль в формировании гидродинамических условий глубоких недр. Благодаря физико-механическим свойствам соленосные толщ служат надежными нефтегазоводоупорами, обычно разграничивая зоны с различной гидродинамической обстановкой. Преимущественное концентрирование соленосных отложений во впадинах, авлакогенах и т. п. способствует формированию в наиболее погруженных частях разреза осадочной толщ обстановки квазизастойного режима подземных вод и рассолов.

Устойчивое и достаточно быстрое погружение, сопровождающееся накоплением осадков, после формирования соленосных толщ ведет к образованию в межсолевых и подсолевых отложениях водонапорных систем элизионного типа. Такое явление наблюдается в Днепровско-Донецкой впадине, где в настоящее время наибольшие приведенные пластовые давления приурочены к районам, соответствующим региональному распространению соленосных отложений нижней перми. Аналогично распределение напоров в Мургабской впадине Каракумского водонапорного бассейна.

Следует отметить, что соляной тектогенез, приводящий к локальным размывам соленосных толщ, способствует активной разгрузке седиментогенных рассолов, разрядке напряжений в водонапорной системе с преимущественно вертикальным движением подземных вод.

Так называемая боковая закрытость недр обеспечивается самим наличием в депрессионных зонах рассолов повышенного удельного веса, препятствующих внедрению сюда инфильтрогенных вод. Для вытеснения этих рассолов, играющих роль своеобразного гидравлического затвора, необходим высокий напор инфильтрационных вод, который в большинстве конкретных гидродинамических обстановок не может быть обеспечен гипсометрией так называемых областей питания и создания напора.

Районы развития соленосных формаций, обычно приуроченных к глубоким впадинам, чрезвычайно благоприятны для нефтегазоаккумуляции. Наличие соответствующих структурных форм, коллекторов и нефтегазопроводящих путей миграции нефти и газа, низкая растворимость газов в подземных рассолах, восстановительная обстановка в недрах в силу их надежной изоляции от действия экзогенных факторов — все это не может не способствовать нефтегазоаккумуляции и формированию в районах развития соленосных формаций месторождений нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Л. С., Зайцев И. К., Овчинников А. М. — В кн.: Материалы науч. семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968.
2. Зайцев И. К. — В кн.: Сб. статей по вопросам гидрогеол. и инж. геол. Изд-во МГУ, М., 1962.
3. Копелиович А. В. — Труды ГИН АН СССР, в. 121. «Наука», М., 1965.
4. Короткевич Г. В. — ДАН СССР, 1961, 136, 1.
5. Лебедев В. И. — В кн.: Материалы науч. семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод, М., 1968.
6. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. «Наука», М., 1966.
7. Стрепетов В. П. — Сов. геология, 1968, 7.
8. Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Изд-во Ленингр. ун-та, 1968.

С. С. Козлов, В. К. Липницкий, А. Е. Ходьков

О ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НАДСОЛЕВЫХ ПОРОД (на примере стебникского месторождения калийных солей)

Стебникское месторождение калийных солей расположено во Внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба. В его геологическом строении участвуют миоценовые породы воротыщенской и стебникской серий, породы гипсово-глинистой шляпы и четвертичные отложения. Промышленные залежи сульфатно-хлоридных калийно-магниевых солей, представленные в основном лангбейнит-каинитовой, сильвинит-каинитовой, каинитовой и лангбейнитовой разновидностями пород, приурочены к верхневоротыщенской свите. Вмещающие породы сложены преимущественно песчаниково-глинистой соленосной брекчией, состоящей из угловатых обломков и глыб песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин, сцементированных каменной солью. Вблизи поверхности соленосные отложения воротыщенской серии перекрыты породами гипсово-глинистой шляпы, сформировавшейся в результате их выщелачивания и являющейся своеобразным элювиальным образованием.

В районе месторождения проходит крупная Модрич-Уличнянская антиклиналь. В ее эродированном своде залегают отложения загорской (среднево-

ротыщенской) свиты, а крылья сложены породами верхневоротыщенской свиты и стебникской серии. Большая часть месторождения располагается на северо-восточном крыле антиклинали, которое осложнено складчатыми структурами более высокого порядка. Кроме складчатых дислокаций широко развиты разрывные структуры типа сбросо-сдвигов и продольных надвигов [3].

Физико-географические особенности района, сложность геологического строения, разнообразный литологический состав слагающих пород определяют некоторую специфику гидрогеологических условий Стебникского месторождения.

На месторождении распространены подземные воды четвертичных отложений, пород гипсово-глинистой шляпы, терригенно-соленосных отложений воротыщенской серии и пород стебникской серии [2].

Подземные воды четвертичных отложений относятся к пресным и солоноватым. Минерализация их 0,3—3,4 г/л. Пресные воды развиты на высоких водораздельных площадях. По преобладающим компонентам они гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые, реже сульфатно-хлоридно-кальциево-магниевые *. Тип вод сульфатный, подтип чаще хлоридно-магниевый (по классификации Курнакова — Валяшко). Солоноватые воды с минерализацией 1,0—3,4 г/л развиты на водораздельных склонах и гипсометрически пониженных площадях. По химическому составу они преимущественно хлоридно-сульфатно (либо сульфатно-хлоридно)-натриево-магниевые. Тип вод сульфатный, подтип хлоридно-магниевый, реже сульфатно-натриевый. Локально распространены минерализованные воды (10—50 г/л и даже 300—310 г/л), которые связаны с местами разгрузки на дневную поверхность подземных вод пород гипсово-глинистой шляпы, залегающей над калийными залежами. По преобладающим компонентам эти воды сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевые. Тип их сульфатный, подтип сульфатно-натриевый, реже хлоридно-магниевый.

Подземные воды пород гипсово-глинистой шляпы относятся к солоноватым, соленым и рассолам. Величина минерализации их изменяется от 3 до 404 г/л и определяется вещественным составом водувмещающих пород, глубиной их залегания и степенью промытости. В верхних слоях шляпы циркулируют воды с минерализацией 3—67 г/л. В средних частях разреза пород гипсово-глинистой толщи циркулируют преимущественно рассолы с минерализацией 34—212 г/л. У контакта с соленосными отложениями повсеместно распространены рассолы, концентрация которых достигает 250—404 г/л.

Химический состав подземных вод гипсово-глинистой толщи закономерно изменяется с увеличением минерализации. Солоноватые воды, которые распространены в верхах шляпы, относятся к сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевым либо кальциево-магниевым. Тип их сульфатный, подтип сульфатно-натриевый, реже хлоридно-магниевый. Соленые воды и рассолы, циркулирующие в более глубоких слоях гипсово-глинистой шляпы, преимущественно хлоридно-сульфатно-натриево-магниевые, иногда натриево-кальциевые или магниевонатриевые. Тип их сульфатный, подтип хлоридно-магниевый, реже сульфатно-натриевый. Вблизи контакта с соляными породами распространены рассолы хлоридно-натриевого состава сульфатного либо хлоридного типа.

Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет установить некоторые отличия по величине минерализации и химическому составу рассолов, циркулирующих на поверхности соляного зеркала (кровле соленосной толщи), и выделить на площади месторождения гидрохимические поля в зависимости от вещественного состава подстилающих соленосных пород (рис. 1, А). Над верхневоротыщенской терригенно-соленосной брекчией циркулируют рассолы с концентрацией 320—350 г/л, в составе которых главная роль принадлежит хлоридам натрия (не менее 85 экв.%) а также сульфатам и хлоридам магния (до 10—15 экв.%); второстепенное значение имеют хлориды калия и сульфаты кальция. Величина минерализации рассолов, циркулирую-

* Перечисление компонентов химического состава вод приводится в порядке убывания (отдельно для анионов и катионов).

щих над калийными залежами, превышает 350 г/л. В химическом составе этих рассолов наблюдается повышенное содержание сульфатных солей и появление сульфатов натрия при сохранении основной роли хлоридов натрия (≤ 85 экв. %). Вблизи контакта с загорскими и стебникскими отложениями циркулируют воды с минерализацией менее 320 г/л. В химическом составе их отмечается наиболее высокое относительное содержание хлоридов натрия (> 90 экв. %). Причем в солевом составе рассолов, распространенных вблизи стебникских, иногда и загорских, отложений есть хлориды кальция.

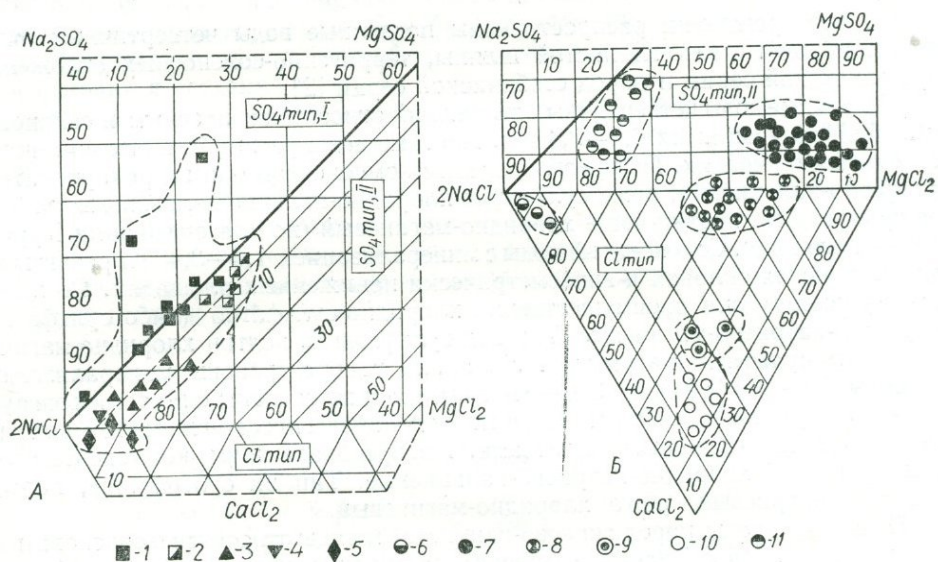


Рис. 1. Химический состав надсолевых и внутрисолевых рассолов Стебникского месторождения калийных солей:

А — надсолевые рассолы (на кровле соленосной толщи): 1 — над залежами калийных солей, 2 — вблизи калийных залежей; 3 — над терригенно-соленосной верхневоротыщенской брекчией; 4 — вблизи контакта с породами загорской свиты, 5 — вблизи контакта с породами стебникской серии; Б — внутрисолевые рассолы: 6 — зоны контакта верхневоротыщенских и стебникских отложений, 7 — верхневоротыщенской терригенно-соленосной брекчии и зон контакта ее с калийными залежами, 8 — зон тектонических нарушений вблизи калийных залежей, 9 — зоны перематых глинистых пород («мыдлярк»), 10 — терригенно-соленосных отложений загорской свиты, 11 — рассолы верхневоротыщенской соленосной толщи, гидравлически связанные с надсолевыми водами (у кровли соленосной толщи).

Данные режимных наблюдений за уровнями вод рассольного горизонта, химический состав рассолов, отношения эквивалентов отдельных ионов (табл. 1) свидетельствуют о том, что они образуются за счет выщелачивания воднорастворимых солей пород гипсово-глинистой шляпы и соленосных отложений инфильтрационными водами.

Глубины залегания пьезометрических уровней вод рассольного горизонта и зеркала подземных вод четвертичных отложений, а также постепенное изменение с глубиной минерализации и химического состава подземных вод позволяют сделать однозначный вывод о едином гидравлически связанном водоносном комплексе надсолевых пород, относящемся к верхней гидродинамической зоне.

Соленосные отложения, развитые в пределах месторождения, представляют собой в основном практически водонепроницаемую толщу. В них лишь в редких случаях горными выработками вскрываются (на различной глубине) рассолопроявления в виде капелей (дебит < 1 л/сутки) и незначительных течей (дебит > 1 л/сутки). За время многолетней эксплуатации месторождения зарегистрировано более 50 мест капелей и течей. В результате исследований, проведенных на Стебникском месторождении [1], в его пределах по условиям залегания, циркуляции и приуроченности к соленосным породам различного вещественного состава выделяются такие группы рассолов (рис. 1, Б):

1. Зоны контакта верхневоротыщенских и стебникских отложений.

2. Верхневоротыщенской терригенно-соленосной свиты с подразделением на рассолы: а) песчаниково-глинистой соленосной брекчии; б) зоны контакта калийных залежей с вмещающими их соленосными отложениями; в) верхней части соленосной толщи у (кровли свиты); г) зон интенсивно раздробленных и перемятых глинистых пород («мыдлярк»); д) зон тектонических нарушений, расположенных вблизи калийных залежей.

3. Терригенно-соленосных отложений загорской свиты.

Каждая из выделенных групп рассолов характеризуется некоторыми особенностями химического состава, величинами минерализации и значениям ионных отношений (табл. 2).

Режимы дебитов рассолопритоков, постоянство величины минерализации и химического состава рассолов а также наблюдающиеся иногда при истечении рассолов суфлярные выбросы газов и высокое (до 40 атм) давление рассолов и газов (превышающее возможное гидростатическое давление в данных гидрогеологических условиях) свидетельствуют о том, что в соленосных отложениях подземными горными выработками вскрываются захороненные постседиментационные рассолы. Химический состав этих рассолов определяется в основном составом рапы солеродного бассейна, в котором шло накопление солевых осадков, а также последующей метаморфизацией рассолов, протекавшей при диагенетических преобразованиях формировавшихся соленосных отложений.

При литификации и начальной стадии диагенеза терригенно-соленосных осадков происходило постепенное их уплотнение, приводившее к сокращению порового пространства и отжатию рассолов в локальные коллекторы. Последнее, как показало изучение мест распределения рассолопроявлений в горных выработках рудников Стебниковского месторождения, приурочены чаще всего к контактам калийных залежей с вмещающими терригенно-соленосными отложениями, а также к участкам терригенно-соленосных пород, обогащенных песчаным материалом, к зонам тектонических нарушений и к сводовым частям антиклинальных складок.

Сохранившиеся в настоящее время в соленосных породах локальные пористые коллекторы характеризуются весьма низкими значениями проницаемости. Эти коллекторы и связанные с ними рассолы, как правило, изолированы в соленосной толще, но иногда имеют гидравлическую связь с водами надсолевых пород.

Давление постседиментационных рассолов в гидравлически «изолированных» коллекторах (P_k) обычно выше возможного гидростатического давления ($P_{гидро}$) в данных гидрогеологических условиях и в меру сохранения механического равновесия системы порода — рассол — газ приближается к геостатическому ($P_{гео}$). На некоторых участках происходит постепенное вековое отжатие рассолов по отдельным локализованным зонам, приуроченным к стратиграфическим либо литолого-фациальным контактам, дизъюнктивным нарушениям и наиболее проницаемым разностям пород (песчаникам). В естественных условиях наблюдается обычно восходящая фильтрация внутрисолевых рассолов и разгрузка их на поверхности соляного зеркала (рис. 2). Разгрузка рассолов прекращается при выравнивании давления внутрисолевых рассолов в коллекторах с гидростатическим давлением надсолевых вод в данных гидрогеологических условиях.

Разобщенные коллекторы постседиментационных рассолов в отдельных случаях могут быть гидравлически связаны друг с другом, однако единой гидравлически связанной системы нет. На это указывает режим существования различных рассолопроявлений, зафиксированных в горных выработках рудников. Статические запасы внутрисолевых рассолов незначительны и при вскрытии их горными выработками сбрасываются через сравнительно небольшой промежуток времени.

При искусственном дренировании рассолов, имеющих гидравлическую связь с надсолевыми водами, возможны два варианта гидрогеологических условий.

Первый — величина гидростатического давления надсолевых вод недостаточна для вытеснения поровых растворов из пористого коллектора и появ-

Таблица 1

распространенных на кровле соленосной толщи

Рассольный горизонт	Удельный вес рассолов, г/см ³	Минерализация, г/см ³	Значения ионных отношений		Тип рассола (по Курнакову — Вальяшко)
			$\frac{(Na+K)-Cl}{SO_4}$	$\frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$	
Вблизи от контакта с породами стебникской серии	1,17—1,18	250—300		$\frac{0,98-1,02}{1,00}$	Хлоридный, реже сульфатный II
Над терригенно-соленосной брекчий верхневоротыщенской свиты	1,20—1,25	315—357		$\frac{0,22-0,56}{0,3}$	Сульфатный II
Над залежами калийных солей	1,25—1,29	360—404	$\left[\frac{\leq 0,6}{(0,2)} \right]$	$\left[\frac{\leq 0,1}{(0,06)} \right]$	Сульфатный II или I
Вблизи от калийных залежей	1,26—1,28	377—397	—	$\frac{0,10-0,40}{0,2}$	Сульфатный II
Вблизи от контакта с породами загорской серии	1,19—1,25	300—360	—	$\frac{0,10-0,50}{0,3}$	Сульфатный II

ления начальной нисходящей фильтрации рассолов через слабопроницаемую соленосную толщу. В этом случае, после сработки статических запасов внутрисолевых рассолов рассолоприток в горные выработки прекращается (рис. 2, б).

Второй — величина гидростатического давления надсолевых вод достаточна для вытеснения поровых растворов из пористого коллектора и появления начальной нисходящей фильтрации рассолов, что влечет за собой проникновение агрессивных надсолевых вод через соленосные отложения в горные выработки (рис. 2, в). При своем движении надсолевые воды выщелачивают соленосные породы, расширяют пути фильтрации и затопляют соляные рудники.

Ионные отношения рассолов

Характеристика водовмещающих пород	Удельный вес рассолов, г/см ³	Минерализация, г/л	Значения ионных отношений	
			$\frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$	
Зона контакта верхневоротыщенских и стебникских отложений	1,18—1,20	300—315		1,74—2,92
Верхневоротыщенская свита	Терригенно-соленосная брекчия	1,26—1,29	380—410	0,77—0,94
	Зона контакта терригенно-соленосной брекчий с калийными залежами	1,28—1,30	380—440	0,81—0,92
	Кровля соленосных толщ (вблизи поверхности соляного зеркала)	1,24—1,28	320—400	0,18—0,72
	Зона тектонических нарушений вблизи калийных залежей	1,24—1,26	340—390	0,91—1,17
	Зона перемятых глинистых пород («мыдлярк»)	1,25—1,27	330—380	1,01—1,20
1,25—1,28		360—380	2,38—2,53	
Терригенно-соленосные породы загорской свиты	1,25—1,28	330—390		3,05—4,98

Таблица 2

соленосных отложений

отношений			Тип рассолов (по Курнакову — Вальяшко)	Примечание
$\frac{SO_4}{Cl} \cdot 10^2$	$\frac{Ca}{Mg} \cdot 10^2$	$\frac{Cl}{Br}$		
0,32—0,96	85—215	382—761	Хлоридный	
9,7—19,2	<0,51	100—181	Сульфатный II	
8,7—19,6	<2,13	78—221	Сульфатный II	
11,8—25,7	0,79—2,75	623—7950	Сульфатный II	
0,17—2,79	0,69—13,6	84—158	Одному и тому же рассолопроявлению свойствен то хлоридный, то сульфатный тип рассолов	
0,11—0,20	1,48—22,5	91—230	Хлоридный	Зона расположена вблизи калийных залежей
$\leq 0,03$	139—156	110—113	Хлоридный	Зона расположена среди мелкообломочной соленосной брекчий
0,08—0,27	206—405	325—380	Хлоридный	

Надежными индикаторами наличия (отсутствия) гидравлической связи внутрисолевых рассолов с надсолевыми водами являются гидрогеохимические признаки. Внутрисолевые рассолы, аккумулирующиеся в пористых коллекторах, находятся в гидрогеохимическом равновесии с вмещающими соленосными породами и отличаются в каждом конкретном случае своими специфическими особенностями.

На Стебникском месторождении внутрисолевые рассолы постседиментационного генезиса, разгружающиеся в подземных горных выработках, относятся к сульфатному либо хлоридному типу (табл. 2). Рассолы сульфатного типа приурочены к литолого-фациальным контактам рудных залежей с вмещающей терригенно-соленосной брекчией, внутрипластовым песчаниково-глинистым прослоям и вмещающей залежи терригенно-соленосной брекчии. Для них характерно высокое содержание $MgCl_2$ (порядка 200—230 г/л и более) и $NaBr$ (до 7—9 г/л), малые значения величин ионных отношений Cl/Br (менее 250) и $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 10^2$ (менее 20—25) и повышенные величины отношения $\frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$ (0,8—0,9). Рассолы хлоридного типа приурочены к зонам тектонических нару-

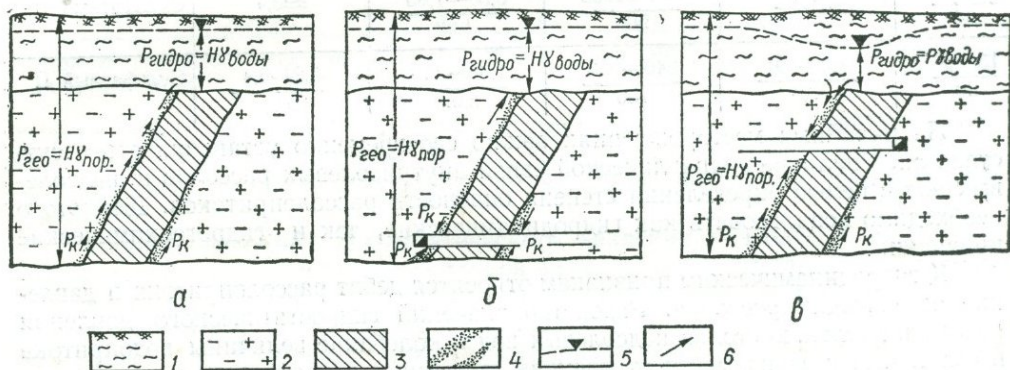


Рис. 2. Схема гидродинамической взаимосвязи подземных вод соленосных отложений и надсолевых пород:

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенно-соленосные отложения; 3 — калийные залежи; 4 — пористые коллекторы; 5 — уровень надсолевых вод; 6 — направленные движения подземных вод (рассолов).

шений, участкам перемятых глинистых пород («мылярок»), стратиграфическим контактам верхневоротыщенских (калиеносных) пород с загорскими и стебникскими отложениями. В солевом составе этих рассолов наблюдается высокое содержание $CaCl_2$ (150—250 г/л) и $MgCl_2$ (>75 г/л), повышенные значения величин ионных отношений $\frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$ (1,0—5,0) и $\frac{Ca}{Mg} \cdot 10^2$ (140—400), а также значения ионного отношения Cl/Br , не превышающие 380.

При наличии гидравлической связи внутрисолевых рассолов с надсолевыми водами в их ионно-солевом составе отмечаются такие изменения:

а) для рудничных рассолов сульфатного типа хлормagneиевого подтипа — постепенное уменьшение со временем содержания $MgCl_2$ при одновременном увеличении содержания $NaCl$, а также уменьшение величины ионного отношения $\frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$ и возрастание отношений $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 10^2$ и $\frac{Cl}{Br}$. Появление в солевом составе рассолов Na_2SO_4 свидетельствует об активном выщелачивании соленосных пород и развитии карстовых процессов;

б) для рудничных рассолов хлоридного типа — снижение содержания в солевом составе рассолов $CaCl_2$ и $MgCl_2$ при увеличении $NaCl$, уменьшение величин отношений $\frac{Cl-(Na+K)}{Mg}$ и $\frac{Ca}{Mg} \cdot 10^2$, возрастание отношения Cl/Br .

Любое рассолопроявление, гидравлически связанное с надсолевыми водами, опасно для рудников, поэтому необходимо принимать соответствующие меры для его гидроизоляции.

Установленные для Стебникского месторождения закономерности гидродинамической и гидрогеохимической взаимосвязи подземных вод соленосных отложений и надсолевых пород характерны и для другого крупного калийного месторождения Предкарпатья — Калужского. С некоторой приближенностью полученные данные можно экстраполировать и на другие калийные месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов С. С., Липницкий В. К., Ходьков А. Е.— Вестник ЛГУ, 1970, 18.
2. Варламов А. А., Козлов С. С., Липницкий В. К., Ходьков А. Е.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1971.
3. Кудрявцев Ю. Е.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1971.

*М. Г. Валяшко, Л. Г. Богашова, В. И. Борисенков,
Л. З. Садыков, Н. Н. Волкова*

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ СОЛЕНОСНЫХ ГЛИН СТЕБНИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Вскрываемые в пределах соленосных толщ захороненные рассолы нередко служат источником важной информации об условиях постседиментационного развития галогенных образований. Состав рассолов и закономерности его изменения по разрезу являются показателями гидрохимической и гидрогеологической обстановки на соляном месторождении и, в частности, могут указывать на начало развития опасных процессов выщелачивания продуктивных пластов.

Все это обуславливает интерес к изучению погребенных рассолов, особенно на месторождениях со сложной гидрогеологической обстановкой, к которым относится Стебникское месторождение калийно-магниевого солей в Предкарпатьяе.

Геология месторождения охарактеризована в работах А. А. Иванова [4], О. П. Горкун [3], С. М. Кореневского [6], Ю. Е. Кудрявцева [8]. Не останавливаясь на этом вопросе подробно, отметим, что продуктивные соляные отложения в районе Стебника представлены небольшими, не выдержанными по мощности и простираюми линзами калийно-магниевого и сульфатно-хлоридного солей пород, главными минералами которых являются каинит, лангбейнит, сильвин, галит. Линзы согласно залегают в литологически довольно однообразной брекчированной песчано-глинистой толще миоценового возраста, содержащей нередко в больших количествах галит, а также примеси ангидрита, сильвина, эпсомита и других солей. Вся соленосная толща имеет общее падение на северо-восток и под крутыми углами выходит на поверхность, где подвергается выветриванию.

Сложность геологической обстановки, контакт залежи с поверхностью и увеличенная в связи с этим опасность прорыва в подземные выработки агрессивных вод, наконец, установленные на месторождении многочисленные следы вторичного изменения калийных солей — все это послужило причиной тщательного изучения и контроля за составом вскрываемых на Стебникских рудниках погребенных рассолов [1, 3]. Исследования в этом направлении проводятся и Предкарпатской партией кафедры геохимии МГУ, работами которой было доказано, что ввиду ограниченного распространения рассолопроявлений в непосредственной близости от соляных пластов единственной возможностью для более полной характеристики гидрохимической обстановки является изучение поровых растворов вмещающих глин [1]. Исследование последних оказалось возможным и перспективным благодаря достаточно высокой влажности глин, в также широкому развитию глинистых прослоев внутри соляных пластов и повсеместному развитию соленосных глинистых брекчий за пределами рудных тел.

Выделение поровых растворов осуществлялось в пресс-формах системы П. А. Крюкова [7] на гидравлическом прессе при давлениях до 4000 кг/см^2 .

Результаты исследования показали, что все поровые растворы отобранных в пределах месторождения проб глины являются высокоминерализованными, близкими по минерализации и составу с рассолами капеежий и течей.

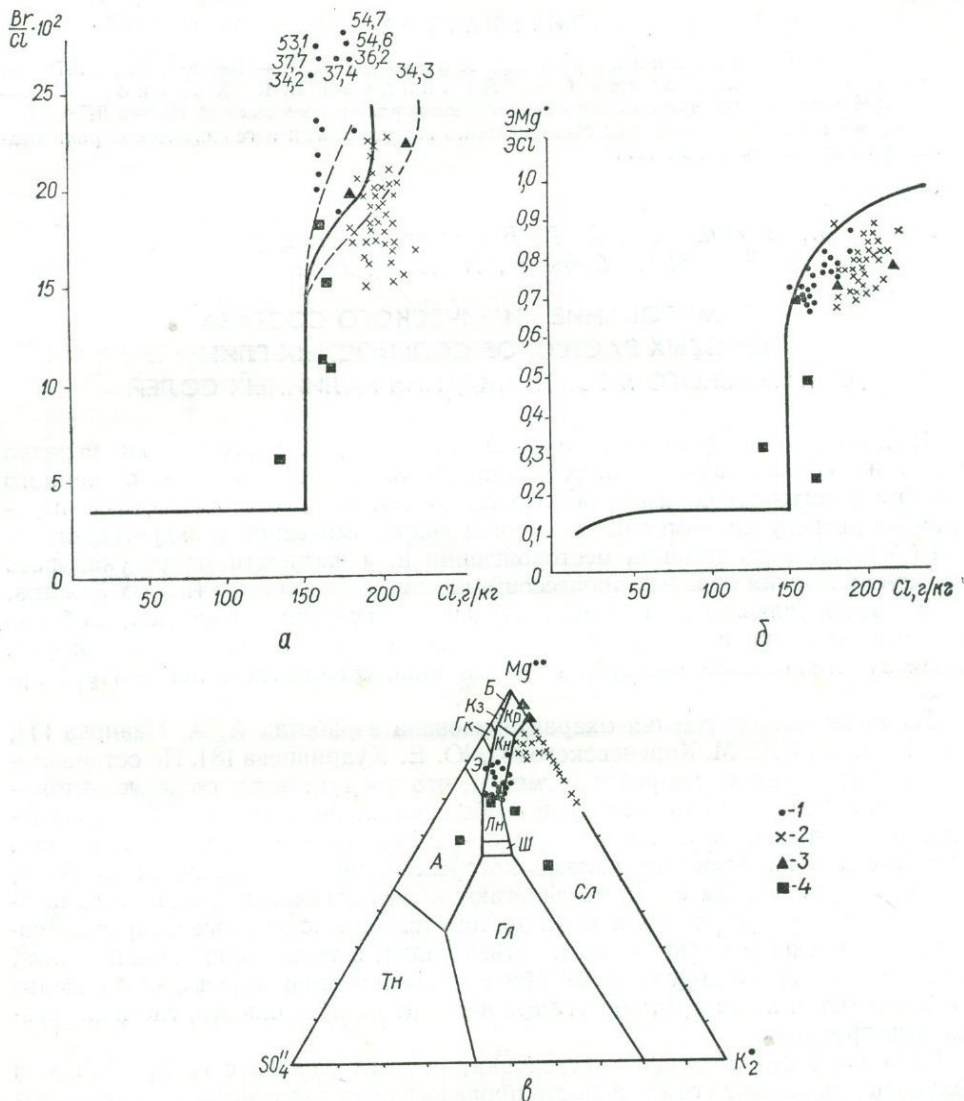


Рис. 1. Положение фигуративных точек состава поровых растворов на графиках ионных отношений (а, б) и диаграмме системы солей морской воды (в):

1 — поровые растворы 1-й группы; 2 — растворы 2-й группы; 3 — растворы 3-й группы; 4 — растворы 4-й группы.

На диаграмме (в) буквами обозначены поля кристаллизации (при температуре 25°C): Б — бишофита; Кз — кизерита; Гк — гексагидрита; Э — эпсомита; А — астраханита; Тн — тенардита; Гл — глазерита; Сл — сильвина; Кр — карналлита; Ш — шенита; Лн — леонита. На графике (а) для фигуративных точек, нанесенных вне масштаба, приводятся значения отношения Br/Cl .

Все поровые растворы глины можно подразделить на четыре группы (рис. 1).

1. Растворы сульфатномагниевого состава, встречающиеся в маломощных глинистых прослоях внутри пластов сульфатномагниевого состава и во вмещающих песчано-глинистых брекчиях в непосредственной близости от соляных пластов.

2. Растворы сульфатномагниевого подтипа с низким содержанием сульфат-иона и хлоркальциевые растворы, встречающиеся главным образом вдали от

линз сульфатных солей, прежде всего на участках развития мыдлярки (обессоленных глин).

3. Растворы хлоркальциевого состава с отношением Mg/K более высоким, чем в растворах предыдущей группы. Встречены на отдельных участках месторождения, преимущественно между пластами калийно-магниевых солей.

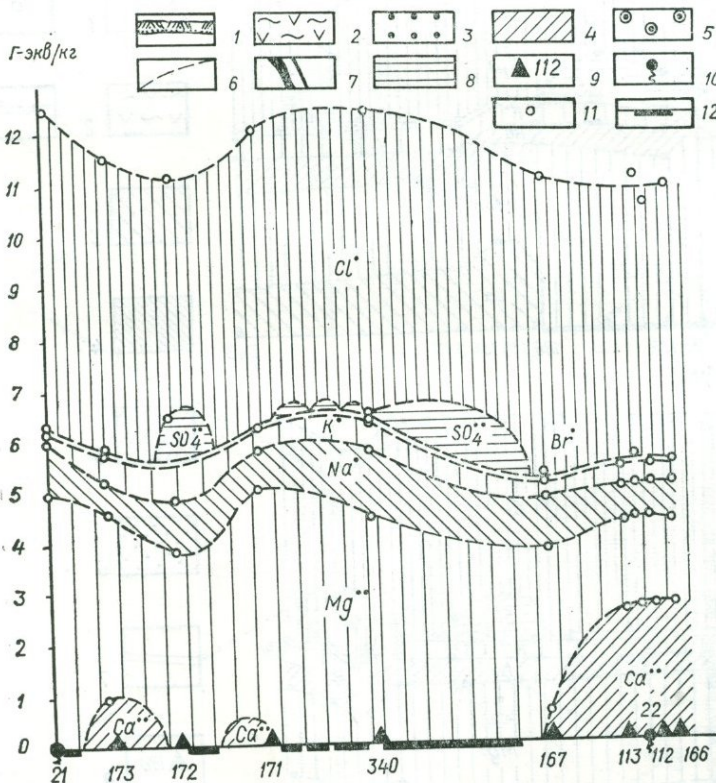
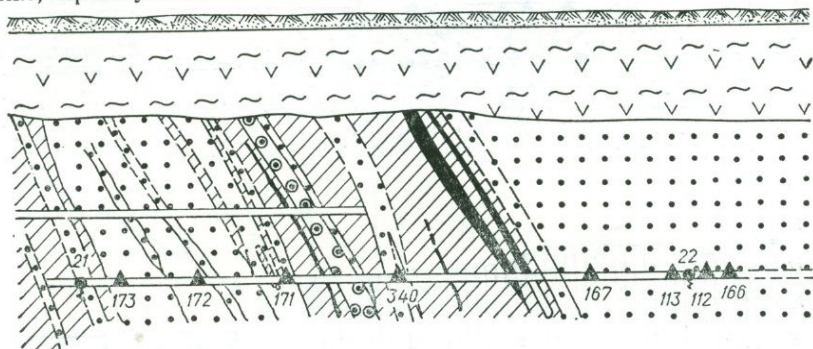


Рис. 2. Геологический и гидрохимический разрезы по линии скреперного орта 2/1 2-го Стебникского рудника:

1 — суглинки четвертичных отложений; 2 — гипсово-глинистая шляпа; 3 — соленосная песчано-глинистая брекчия; 4 — пласты калийно-магниевых солей; 5 — песчано-глинистая брекчия, обогащенная карналлитом; 6 — границы соляных пластов (установленные и предполагаемые); 7 — прослой аргиллита; 8 — подземные выработки (установленные и предполагаемые); 9 — места отбора проб глин с поровыми растворами; 10 — места отбора проб рассолов из рассолопроявлений; 11 — фигуративные точки содержания ионов в растворе; 12 — прослой калийных солей.

4. Растворы сульфатномагниевого состава, обедненные бромом и обогащенные натрием и калием. Встречены они на участках месторождения, приуроченных к тектоническим разломам и зонам гипергенных изменений.

Наиболее распространены на месторождении растворы первых трех групп, на которых мы и остановимся подробно. Эти растворы характеризуются весьма

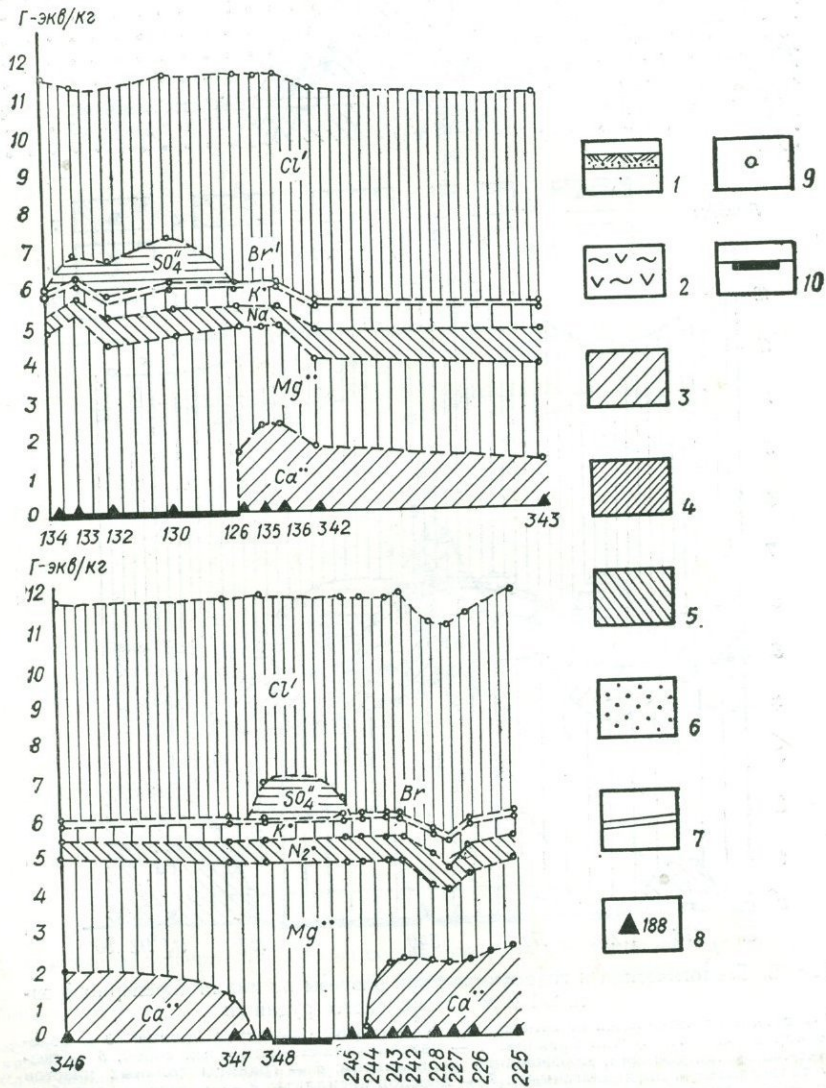
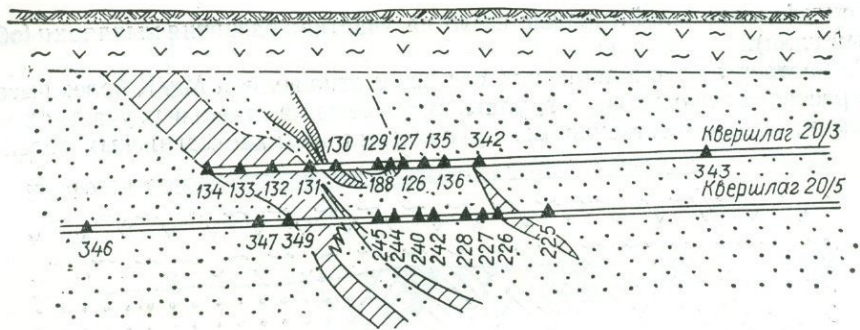


Рис. 3. Геологический и гидрохимический разрезы по линиям квершлагов 20/3 и 20/5 1-го Стебниковского рудника:

1 — суглинки четвертичных отложений, 2 — гипсово-глинистая шляпа, 3 — каинит-шенитовая порода, 4 — астраханитовая порода, 5 — лангбейнитовая порода, 6 — соленосная глина, 7 — подземные выработки, 8 — места отбора проб глины, 9 — фигуративные точки содержания ионов в растворе, 10 — прослои калийных солей

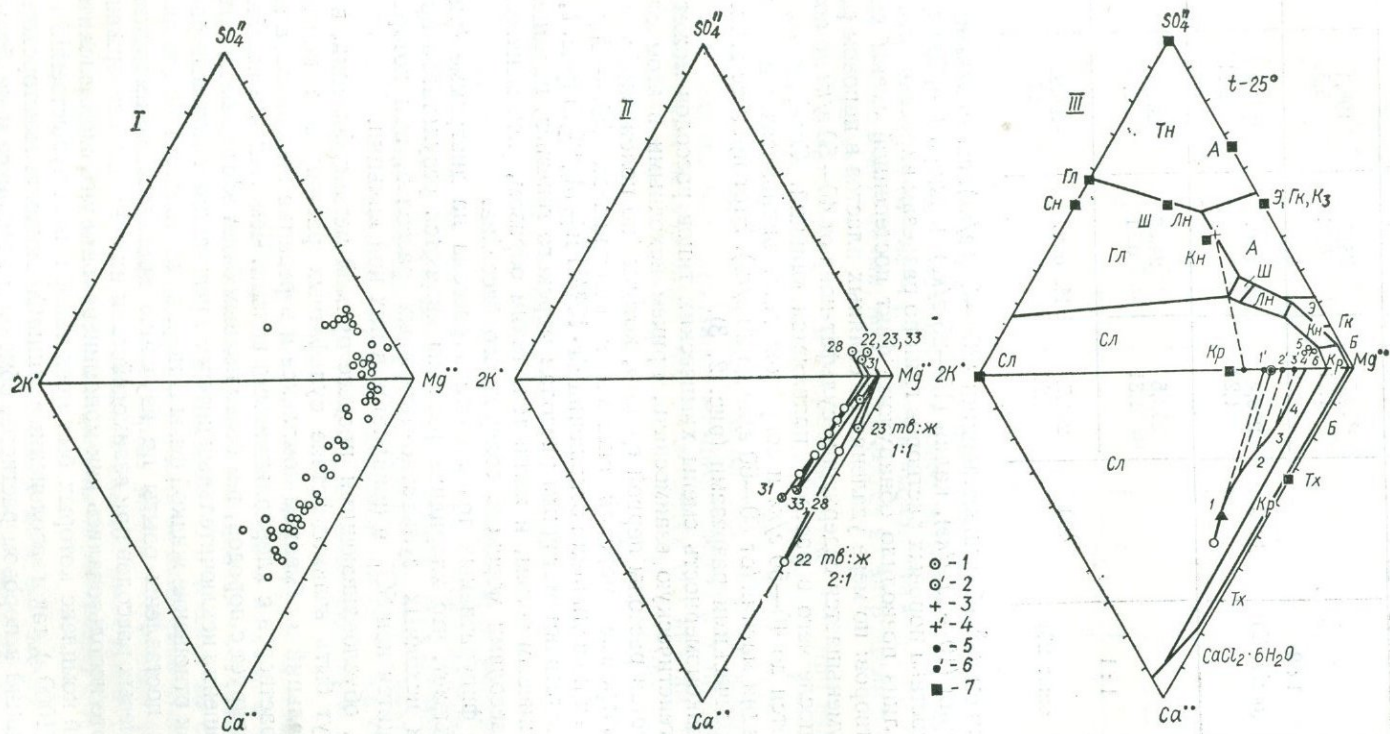


Рис. 4. Положение на диаграммах фигуративных точек состава поровых растворов соленосных глин Стебниковского месторождения (I) и данных экспериментального изучения процессов их прямой (II) и обратной (III) метаморфизации:

1 — исходный состав рассолов, 2 — то же в проекции на линию $2K-Mg$, 3 — исходный состав твердой фазы, 4 — то же в проекции на линию $2K-Mg$, 5 — состав рассолов после экспериментов, 6 — то же в проекции на линии $2K-Mg$, 7 — полюсы соляных минералов; Б — бишофит, Кз — кизерит, Гк — гексагидрит, Э — эпсомит, А — астраханит, Тн — тенардит, Гл — глазерит, Сл — сильвин, Кр — карналлит, Ш — шенит, Лн — леонит, Кн — каннит, Тх — тахидрит.

Раствор	Отношение жидкой фазы к твердой	Давление при отпрессовывании, кг/см ²	Общая минерализация, г/кг	Содержание в растворе,		
			Удельный вес, г/см ³	SO ₄ ^{''}	Cl'	Br'
Исходный	1 : 2 (опыт 22)	1000	310,5 1,31	24,3 0,51	198,4 5,58	3,16 0,04
Метаморфизованный			270,4 1,24	He обн.	181,6 5,11	2,89 0,04
Исходный	1 : 1 (опыт 23)	400	313,5 1,31	24,30 0,51	201,6 5,68	3,18 0,04
Метаморфизованный			271,7 1,26	He обн.	190,92 5,37	3,02 0,04

близким значением общей минерализации (300—320 г/кг), содержанием брома (3—4 г/кг), натрия (10—20 г/кг), калия (15—25 г/кг) и хлора (~200 г/кг).

Изучение состава поровых растворов глин по разрезам вкрест простирающихся продуктивных линз позволило обнаружить факт постепенной смены химического типа растворов: по мере удаления от соляных пластов в поровом растворе постепенно уменьшается содержание сульфат-иона от 40—50 г/кг до полного исчезновения, после чего в растворе появляется кальций. Содержание кальция увеличивается до 40—50 г/кг и сопровождается эквивалентным уменьшением концентрации магния (от 50—60 г/кг до 20 г/кг). Этот процесс иллюстрируется гидрохимическими разрезами (рис. 2, 3).

Подобная закономерность смены химических типов рассолов может указывать на их генетическую взаимосвязь, причем исходными в этом случае, очевидно, являются рассолы первой группы, которые по положению точек их состава на диаграмме морской системы в координатах SO₄—Mg—K₂ (рис. 1, в), а также по величинам отношений Br·10³/Cl и $\frac{\Sigma Mg^*}{\Sigma Cl}$ (рис. 1, а, б)* полностью соответствуют маточным рассолам морского генезиса, насыщенным по калийно-магниево-магния, и являются, таким образом, неизменными захороненными рассолами морского солеродного бассейна.

Положение фигуративных точек состава рассола на диаграмме (рис. 4) наглядно показывает, что хлоридные рассолы являются результатом прямой метаморфизации исходных сульфатно-магниево-магния, при которой из растворов выводится ион SO₄^{''} и появляется в них ион кальция.

Факторами, обуславливающими процесс прямой метаморфизации, в данном случае могут быть взаимодействие сульфатных растворов с породами, содержащими кальций в обменном комплексе и в решетке минералов, а также смешение этих растворов с хлоркальциевыми водами. Чем меньше количество раствора прореагирует с породой, тем более полным будет эффект метаморфизации. В этом отношении исключительный интерес представляют поровые растворы глин, так как отношение жидкой фазы к твердой здесь сведено к минимуму.

Нами были поставлены опыты по изучению процессов метаморфизации сульфатно-магниево-магния при взаимодействии их с кальцийсодержащими глинами. В работе использовались как мономинеральные монтмориллонитовые глины, обменный комплекс которых был представлен преимущественно кальцием (70 мг-экв/1000 г), так и засоленные глины Стебникского месторождения, содержащие кальций в поровом растворе, обменном комплексе и карбонатной составляющей.

Техника эксперимента заключалась в следующем. Воздушно-сухая монт-

$$* \frac{\Sigma Mg^*}{\Sigma Cl} = \frac{(\Sigma Mg + \Sigma Ca) - (\Sigma HCO_3 + \Sigma SO_4)}{\Sigma Cl}$$

г/кг г-экв/кг	Индексы						
	Ca ^{''}	Mg ^{''}	Na'	K'	SO ₄ ^{''}	Mg ^{''}	Ca ^{''}
He обн.	69,19 5,68	7,5 0,32	8,0 0,20	7,9	88,9		
52,84 2,64	27,95 2,29	7,0 0,30	He обн.		43,4	56,6	
He обн.	69,10 5,68	7,5 0,32	7,8 0,20	7,9	88,9		
17,8 0,89	52,6 4,38	6,6 0,29	0,78 0,02		82,8	16,8	

мориллонитовая глина помещалась в пресс-форму, сверху доливалось заданное количество сульфатного раствора (не более величины максимальной молекулярной влагоемкости). Раствор отпрессовывался. Аналогично проводили опыты с засоленными глинами, но в пресс-форму их загружали в состоянии естественной влажности.

Опыты показали, что состав сульфатного раствора при взаимодействии с глинами, богатыми обменным кальцием, изменяется коренным образом (табл.) — из раствора исчезают сульфаты, калий, а количество магния уменьшается более чем вдвое. В растворе появляется кальций в количестве, эквивалентном уменьшению содержания магния. Натрий в процессе метаморфизации практически не участвует, что объясняется его низким по сравнению с магнием содержанием в растворе (Mg : Na = 8 : 1). Метаморфизованный раствор приобретает хлоркальциевый состав. Точка состава раствора перемещается из сульфатного треугольника диаграммы в кальциевый (рис. 4, II).

Аналогичным образом протекает и метаморфизация сульфатного раствора при взаимодействии его с глинами, содержащими хлоркальциевый поровой раствор.

Наличие в пределах соляной толщи Стебникского месторождения метаморфизованных хлоркальциевых рассолов, химически неравновесных по отношению к сульфатным соляным породам, создает объективные предпосылки для широкого развития вторичных процессов на участках, где эти рассолы вступают в контакт с калийными солями. Подобные процессы могут быть одной из причин разнообразия химического состава поровых растворов на Стебникском месторождении.

Для выяснения характера этих процессов мы провели экспериментальные исследования взаимодействия метаморфизованного рассола с каолиновой породой. Взятые в последовательно увеличивающихся соотношениях порода и рассол выдерживались в термостате при 25° С в течение 25 суток при регулярном перемешивании. По окончании опыта жидкая фаза отделялась от твердой и подвергалась полному химическому анализу. Твердая фаза просматривалась в иммерсии. Результаты анализа жидкой фазы после опытов, а также исходные составы рассола и породы нанесены на диаграмму SO₄—Mg—Ca—2K (рис. 4, III).

Эксперимент показал, что в ходе взаимодействия состав метаморфизованного рассола стремится к равновесию с сульфатными солями калия и магния. Это выражается в потере раствором кальция, обогащении его магнием и, в конечном итоге, — сульфат-ионом. Происходит, по существу, обратная метаморфизация хлоркальциевого рассола, которая может быть прервана на любой из стадий в зависимости от исходного соотношения в системе сульфат-иона и

кальция. Процесс сопровождается выделением в твердую фазу сульфатов кальция — в основном гипса. Кроме того, кристаллизуется сильвин, в результате чего в растворе резко возрастает отношение магния к калию, а проекции точек состава раствора на линии Mg—2K сдвигаются к вершине Mg (рис. 4.III). Это очень важно, так как позволяет сделать вывод, что именно процессы взаимодействия погребенных метаморфизованных рассолов с породами калийных линз на Стебникском месторождении способствуют образованию отношения нами к 3-й группе хлоркальциевых рассолов с большим значением отношения Mg : K.

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования подтвердили высказанные выше предположения о том, что растворы первых трех групп находятся в генетической взаимосвязи, причем метаморфизованные растворы 2-й и 3-й групп являются производными от захороненной материнской рапы, представленной растворами 1-й группы.

Особое положение занимают растворы 4-й группы, которые генетически не связаны с растворами 1—3-й групп. Об этом свидетельствует положение фигуративных точек их состава на диаграмме $\text{SO}_4\text{—Mg—2K}$ и величины отношений $\frac{\Sigma\text{Mg}^*}{\Sigma\text{Cl}}, \text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$. Обедненность бромом и магнием указывает на то, что данные растворы представляют собой продукт выщелачивания калийно-магниевых солей слабоминерализованными агрессивными водами. Подобные растворы на Стебникском месторождении встречаются крайне редко, однако наличие их должно в любом случае свидетельствовать о развитии на данном участке процессов разрушения калийной залежи. Примером тому может служить поровый раствор, отжатый из глин в районе штрека 7/1, где наблюдается просачивание агрессивных вод и формируются характерные гипергенные ассоциации вторичных минералов.

Подводя итог, можно сформулировать основные выводы:

1. Исследование состава поровых растворов позволяет полнее оценить гидрохимическую обстановку на соляном месторождении и восстановить условия постседиментационного развития соляной залежи.

2. Зная основные закономерности прямой и обратной метаморфизации и исходя из состава материнских рассолов калийно-магниевых солей можно вывести состав большинства изученных на Стебникском месторождении поровых растворов, что дает возможность рассматривать их как дериваты захороненной рапы солеродного бассейна.

3. Изучение состава поровых растворов позволяет выявить участки проникновения в подземные выработки агрессивных слабоминерализованных вод и предусмотреть, таким образом, своевременные защитные мероприятия на руднике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богашова Л. Г., Валяшко М. Г., Садыков Л. З.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1971.
2. Горкун О. П.— Труды ВНИИГ, Л., 1959, 35.
3. Варламов А. А. и др.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1971.
4. Иванов А. А.— Труды Карпатского НИИ, 1949, 1.
5. Козлов С. С., Ходьков А. Е.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1971.
6. Кореневский С. М., Донченко К. Б., Унковский А. А.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1962, 83.
7. Крюков П. А., Номикос Л. И., Семенов Д. И.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения, Минск, 1968.
8. Кудрявцев Ю. Е.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1971.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОРОДНОЙ СЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ СЕРОНОСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНСКОЙ ССР

Распространение сероносности на территории Украины весьма неравномерно. Промышленные скопления самородной серы концентрируются на западе республики, в пределах Прикарпатского бассейна, относимого к Средиземноморской сероносной провинции [7, 11]. В недрах Прикарпатского бассейна сосредоточено около 90% общесоюзных запасов самородной серы.

Прикарпатский сероносный бассейн занимает сравнительно узкую (от нескольких километров до нескольких десятков) полосу в зоне сочленения юго-западной окраины Восточно-европейской платформы с Предкарпатским краевым прогибом. Бассейн расположен в центральной части одной из самых богатых в мире сероносных провинций, которая в западном направлении продолжается на территории Польши, а в юго-восточном — Румынии [1].

Промежуточное положение Прикарпатского сероносного бассейна между платформой и прогибом обусловило сложность развития этой территории, в пределах которой видны следы перехода от платформенных фаций к фациям прогиба. В геологическом строении бассейна принимают участие осадочные отложения четвертичного, неогенового, мелового, юрского и палеозойского возрастов. Сероносны породы неогеновой системы, на которых остановимся более детально.

К неогеновой системе относятся широко распространенные в Предкарпатье верхнемолассовые осадки миоцена, трансгрессивно залегающие на размытой поверхности верхнемеловых и палеозойских отложений. Верхнемолассовые отложения охватывают тортон и нижний сармат. Сероносность приурочена к верхнетортонскому подъярису, который по фациально-литологическим особенностям подразделяется на тирасскую и косовскую свиты. Тирасская свита сложена хомогенными сульфатными и карбонатными осадками — гипсоангидритами и известняками, распространенными на обширной территории Подольской части Восточно-Европейской платформы и прилегающего к ней Предкарпатского прогиба.

Среди гипсов и ангидритов выделяются две разновидности: слоистые, или сланцеватые, и массивные. Слоистость обусловлена тонким чередованием 2—3 миллиметровых гипсоангидритовых прослоек с миллиметровыми глинисто-карбонатными прослойками. Массивная разновидность гипсов и ангидритов отличается четко выраженной средне- и крупнокристаллической структурой (иногда порфиroidной). Вся гипсоангидритовая толща характеризуется трещиноватостью и кавернозностью. Каверны нередко переходят в большие карстовые пустоты и пещеры, свидетельствующие о воздействии на эти породы тектонических напряжений и физико-химических процессов. Трещины, каверны и карстовые пустоты открыты или заполнены глинистым, карбонатноглинистым материалом, либо селенитом. Часто в гипсоангидритах встречаются вкрапленники самородной серы и других минералов. Мощность гипсоангидритов достигает 50 м, не превышая в среднем 20—30 м. В местах, где гипсы выходят на дневную поверхность или расположены близко от нее, верхняя часть гипсовой толщи мощностью иногда до 15 м часто представлена гипсово-карбонатной породой с постепенным обогащением карбонатным материалом в кровле горизонта. Карбонат прорастает гипс тонкими узорчатыми прожилками или встречается в форме тонких линзовидных прослоек и включений.

Залегающие выше гипсоангидритовых пород ратинские известняки — самостоятельная карбонатная фация, образовавшаяся в морском бассейне во время трансгрессии верхнетортонского моря [2], охватившей значительно большую площадь по сравнению с лагунным бассейном, в котором отлагались гипсы и

ангидриты. Известняки — массивные скрытокристаллические породы, весьма плотные и крепкие, иногда толстослоистые или толстоплитчатые.

В узкой полосе вдоль юго-западной границы распространения гипсоангидритов в пределах серных месторождений и за их контурами наблюдаются, кроме вышеупомянутых, вторичные (метасоматические) известняки. Мощность этих кристаллически зернистых или пелитоморфных известняков изменяется от первых десятков сантиметров до 3 м.

Таким образом, на территории Прикарпатского сероносного бассейна распространены две генетически отличные разновидности известняков: обыкновенные, седиментационные — первичные известняки и известняки метасоматические, образовавшиеся по гипсоангидритам — вторичные. Седиментационное происхождение первичных известняков подтверждается их слоистостью и более широким территориальным распространением по сравнению с гипсоангидритами. Наличие микрофауны, фауны и флоры указывает на морское происхождение первичных известняков. Первичные известняки, как правило, не содержат серы [9].

Вторичные известняки образовались в результате метасоматического замещения сульфатных минералов карбонатными с выделением самородной серы [4, 8, 10]. Метасоматическая природа вторичных осерненных известняков объясняется главным образом унаследованностью структур и текстур гипсоангидритов. Особенно четко эта унаследованность наблюдается в серных рудах Загайпольского и Тейсаровского серных месторождений. По керну сульфатных и карбонатных пород видно, что метасоматоз проходил от ангидрита, через гипс, к вторичному осерненному известняку. Образованные по тонкослоистым гипсам сероносные известняки представляют собой тонко- и мелко-вкрапленные руды, распространенные на серных месторождениях Прикарпатья. Массивные вкрапленные серные руды отвечают массивным гипсоангидритам средне- и крупнокристаллической структуры. Гнездовые и гнездовое-вкрапленные серные руды возникли по гипсам с пятнистой текстурой. В трещинах известняков наблюдается волокнистая сера, образовавшаяся по селениту. Содержание элементарной серы в известняках зависит от содержания сульфатных минералов в материнской породе, а литологический тип руд (известняковый или глинистый) — от примеси пелитового материала в исходных гипсоангидритах.

Вторичные осерненные известняки наследуют от гипсоангидритов также и мощность. На участках, где процесс преобразования гипсоангидритов завершён и прошёл до конца, мощность вторичных известняков всегда отвечает общей мощности гипсоангидритов. На участках частичного преобразования гипсоангидритов суммарная мощность метасоматических известняков и остаточных незамещённых сульфатов отвечает общей мощности исходного гипсоангидритового пласта.

В Прикарпатья осерненные известняки распространены преимущественно в кровле гипсоангидритов. Г. Т. Саксеевым в 1958 г. впервые открыты подгипсовые и внутригипсовые известняки на Подороженском месторождении. Простойки известняков, мощностью до 17 см содержали промышленные концентрации самородной серы. По-видимому, вторичные известняки есть и на других ранее разведанных месторождениях самородной серы, разведка которых ограничивалась только надгипсовыми известняками. После открытия Загайпольского месторождения и выявления в сульфатной толще осерненных известняков мощностью до 9,2 м с высоким содержанием серы существующее положение следовало бы пересмотреть.

Территориальное распространение вторичных известняков и связанных с ними серных месторождений находится в прямой зависимости от фациальных и структурно-тектонических условий. Вторичные известняки занимают узкую полосу вдоль западной границы распространения сульфатных пород, простирающуюся параллельно глубинному разлому, отделяющему Подольскую плиту от Предкарпатского прогиба, который один из авторов [9] называет Предкарпатским сбросом. Кроме основного продольного сброса, локальные участки

распространения вторичных известняков контролируются также многочисленными поперечными нарушениями.

В тектоническом отношении серные месторождения Прикарпатья расположены в окраинной Подольской части Восточно-Европейской платформы, в зоне неглубокого слабого погружения на границе с Внешней зоной Предкарпатского краевого прогиба. Площадь сероносного бассейна характеризуется большой тектонической неоднородностью. Возникновение и формирование всех структур, среди них и структур дробления, на платформе тесно связано с историей развития и формирования Карпат. В приподнятой платформенной части породы палеозоя и мезозоя постепенно погружаются с юго-востока на северо-запад, что хорошо видно в обнажениях долины Днестра. Весь осадочный комплекс, включая нижнетортонские породы, имеет моноклиальное юго-западное падение под углом 3—5°. Мощность перекрывающих их глинистых отложений косовской свиты и сарматского яруса увеличивается постепенно в юго-западном направлении.

В Прикарпатском сероносном бассейне установлено наличие продольных нарушений карпатского простираия (с северо-востока на юго-запад): Тлумачский, Соколовский, Журавненский, Предкарпатский сбросы. Последний представляет собой структурную зону, состоящую из системы нарушений, которые образуют одно- или многоступенчатый уступ между платформой и прогибом. Эта структурная зона окаймляет сравнительно приподнятый край платформы полосой шириной 1,5—2,5 км, расширяющейся или сужающейся на отдельных участках. Амплитуда вертикального смещения пород между краевой платформенной частью и структурным уступом Предкарпатского сброса вдоль его восточной границы 50—100 до 300 м. Амплитуда вертикального смещения между структурной зоной Предкарпатского сброса и Внешней зоной Предкарпатского прогиба изменяется от 200 до 1000 м и более; максимальное смещение порядка 1100 м зафиксировано на участке западнее Подорожненского серного месторождения. В генетическом отношении Предкарпатский сброс относится к типу конседиментационных краевых глубинных разломов; он молодой, тортонский по времени заложения, а формирование его продолжалось на протяжении всего сарматского времени параллельно с осадконакоплением. Продольные разломы обусловили возникновение продольных тектонических впадин и грабенов: Любшинской впадины и Станиславского грабена.

В Прикарпатье известны также многочисленные поперечные нарушения, особенно в зоне сочленения платформы с прогибом. Кроме локальных, встречаются также большие нарушения, существенно влияющие на структурно-тектонический характер сероносного бассейна. С северо-запада на юго-восток выделяются: Покровский сброс, Гольшевское нарушение, Прусский разлом, Городенковский (или Покутский) сброс, Задубровский сброс, Илинецкий сброс и др.

В размещении серных месторождений Прикарпатского бассейна выявлен ряд закономерностей [1, 4, 9, 12]. Серные месторождения приурочены к определенным структурно-тектоническим элементам. Их образование за счет сульфатных пород происходило на сравнительно небольших участках, в тектонически активной зоне сочленения Подольской окраины Восточно-Европейской платформы с Внешней зоной Предкарпатского прогиба. Крупной региональной структурой, контролирующей большинство серных месторождений, является тектонический шов — сбросовая зона, разделяющая платформу и прогиб. На сравнительно приподнятом крыле этого сброса (на платформе) располагаются Немировское, Язовское, Любинское месторождения, восточная часть Гуменецкого, западная часть Тейсаровского, Подорожненьского месторождение и Лисецкое серопроявление. В структурной сбросовой зоне размещаются Сорокское, западная часть Гуменецкого месторождения и Вербижское серопроявление. Загайпольское месторождение приурочено к системе Предкарпатского сброса и Городенковскому поперечному нарушению. Не меньше влияли на формирование серных залежей и другие нарушения, развитые на платформе к востоку от Предкарпатского сброса. Крупское серопроявление, восточная часть

Тейсаровского и Журавненское серные месторождения тяготеют к Язово-Розвадовскому нарушению. К Соколовскому и Тлумачскому сбросам приурочено Тлумачское месторождение, к Журавненскому и Покровскому нарушениям — Жидачевское месторождение. Роздольское серное месторождение контролируется сочленением двух складчатых структур. Структурные особенности серных месторождений — глубина залегания рудного горизонта, его морфология — определяются сочетанием разрывных и пликативных форм нарушений [10].

Как и во многих других сероносных провинциях, в Прикарпатском бассейне отмечаются признаки генетической ассоциации между залежами серы и углеводородными скоплениями [5, 6]. Проявления битуминозности в пределах серных месторождений сравнительно незначительны и ограничиваются небольшими притоками углеводородных газов к бурящимся скважинам и невысоким содержанием (сотые доли процента) рассеянного органического вещества.

В настоящее время промышленными месторождениями серы являются Роздольское и Язовское, подготовлены к введению в эксплуатацию Подорожененское и Немировское месторождения. Рудные горизонты представлены вторичными метасоматическими известняками, залегающими преимущественно в кровле гипсоангидритов, а иногда в середине сульфатной толщи. Содержание серы в руде составляет в среднем около 25%. Самые распространенные по литологическому составу известняковые руды (84—94%); обломочные глинисто-карбонатные руды составляют 2—12%, а глинистые — до 4%. Среди известняковых серных руд по структурно-текстурным особенностям выделяются полосчатые, гнездово-прожилковые и вкрапленные руды. Самые распространенные тонковкрапленные руды Прикарпатских месторождений принадлежат к труднообогашаемым. На некоторых месторождениях (Подорожененское) встречаются брекчированные руды, сложенные обломками известняка, мергеля, реже туффита, туфо-песчаника, сланцеватой глины, сцементированными известково-серным цементом. Содержание серы в них колеблется в пределах 25—35%.

Учитывая выявленные закономерности размещения известных месторождений и проявлений серы (стратиграфическую, литологическую, структурно-тектоническую и др.) и опираясь на концепцию метасоматического образования серных руд, перспективы сероносности в Прикарпатье и на смежных территориях следует связывать с поисками сульфатно-карбонатных комплексов, залегающих на участках с благоприятными структурно-геологическими условиями. Кроме доразведки всего разреза гипсоангидритов на известных месторождениях, поиски серы необходимо продолжать в платформенной части бассейна и расширить их на прилегающую к платформе северо-восточную часть Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба. К наиболее перспективным участкам, по Г. Т. Саксеву [9], следует отнести в платформенной части (с северо-запада на юго-восток) такие площади: 1) восточнее Язовского, Любиньского, Сорокского и Гуменецкого серных месторождений; 2) между Подорожененским месторождением и Лисецким серопроявлением; 3) между Соколовским и Тлумачским сбросами (площадь Тысьменица — Тлумач — Обертин); 4) севернее Загайпольского месторождения и к востоку от него вдоль Городенковского сброса; 5) к юго-востоку от самого крайнего, известного в настоящее время в нашем бассейне Загайпольского месторождения.

В переходной зоне от платформы к прогибу — сбросовой зоне, перспективными на серу кажутся Малогорожанская и Коломыйская площади. В пределах собственно Предкарпатского прогиба поиски серы наиболее целесообразно начинать с его северо-восточной пограничной зоны, на площадях, примыкающих к известным серным месторождениям на платформе (Немировскому, Язовскому и Подорожененскому).

Не исключена также перспективность северо-восточного склона Львовского прогиба, в пределах которого образование сероводорода и самородной серы в случае благоприятных условий можно ожидать в сульфатно-карбонатных породах девонской и юрской систем.

На востоке Украины промышленные залежи самородной серы пока не известны, но многочисленные серопроявления установлены в пределах Днепров-

ско-Донецкой впадины и северо-западного склона Донбасса, а также на Крымском полуострове.

Днепровско-Донецкая впадина расположена между Украинским и Воронежским кристаллическими массивами, сложена комплексом полеозойских, мезозойских и кайнозойских пород. Галогенные образования — карбонатные, гипсоангидритовые и соленосные отложения — есть в разрезе среднего девона и пермской системы. Серопроявления встречаются приблизительно на 20 структурах в ассоциации с нефтегазо- или углепрооявлениями [3]. Включения серы отмечены в отложениях соленосной толщи, кепроках соляных куполов и молодых олигоценых отложениях. В соленосной толще самородная сера обычно рассеяна в форме отдельных зерен лимонно-желтого цвета. Она, как правило, приурочена к контактам каменной соли с прослойками сульфатных или карбонатных пород. Иногда кристаллики соли вытянуты цепочкой параллельно наслоению. Серопроявления в соленосной толще весьма часты, но размеры их ограничены.

Скопления самородной серы в Днепровско-Донецкой впадине встречены в кепроках над Ромненским, Ефремовским, Лейковским, Корульским, Адамовским и другими соляными куполами. Обычно сера концентрируется в краевых, периферийных частях кепрока и зонах его повышенной сульфатности. В глинистых породах распространена преимущественно порошкообразная сера в форме включений неправильной формы: реже она заполняет трещины, образуя при этом тонкие прожилки. В известняках сера кристаллическая, с четко ограниченными кристаллами. В гипсоангидритах преобладает скрытокристаллическая сера, иногда темноокрашенная. Содержание серы в кепроках соляных куполов, определенное в отдельных пробах, достигает 10—16%. Установлено, что с увеличением возраста перекрывающих кепроки отложений содержание самородной серы и доля в ней кристаллической разновидности возрастают.

В депрессионной воронке, развитой над соляным штоком Новодмитриевской структуры, самородная сера приурочена к сульфатно-карбонатным породам, залегающим среди промышленных пластов бурого угля. Сероносный горизонт перекрывается 45-метровой толщей аргиллитов и битуминозных глин. Серное оруденение распространено на довольно большой площади, а содержание серы в нем достигает 12—18%. Наиболее интенсивное осернение приурочено к центральной, наиболее опущенной части депрессионной воронки.

Днепровско-Донецкая впадина — крупная нефтегазоносная провинция. В ее недрах существуют благоприятные условия для интенсивного протекания процессов восстановления сульфатов и накопления сероводорода и элементарной серы. Пока в газах Бельского, Качановского, Рыбальцевского, Глинско-Розбышевского и других нефтегазовых месторождений содержание сероводорода не достигает даже 1%, но не исключена возможность, что в Днепровско-Донецкой впадине будут открыты газовые месторождения с повышенным содержанием сероводорода. Содержание серы в нефтях до 0,7—0,9% установлено в пермских нефтях Качановского, Рыбальцевского и Радченковского месторождений, нижнекаменноугольных нефтях Кибинцевского месторождения, девонских нефтях Глинско-Розбышевского месторождения. В недавно открытом месторождении «Богданы» нефть из среднекаменноугольных отложений содержит 1,4% серы. Литолого-фациальные особенности и тектонические условия (дислоцированность пород, трещиноватость), геохимическая и гидрогеологическая обстановка дают основание предполагать в пределах Днепровско-Донецкой впадины и на северо-западном склоне Донбасса возможность открытия сероводородных газов и залежей самородной серы.

На Керченском полуострове расположено небольшое Чекур-Кояшское месторождение серы, приуроченное к осадочным породам палеогена и неогена. Рудный горизонт сложен загипсованными глинами и мергелями, в толще которых самородная сера выполняет трещинки. Сероносные породы битуминозные и насыщены сероводородными водами; среди них известны скопления смолистой, осерненной нефти. Серопроявления встречаются также в других районах Крыма.

Прирост запасов серы на территории Украины возможен за счет открытия новых залежей самородной серы, а также скоплений природных газов, обогащенных сероводородом. Для этой цели необходимо интенсифицировать геолого-поисковые работы, координировать поиски серы с поисками каустобиолитов, в частности горючих газов и нефти, шире использовать материалы, полученные в процессе разведки нефтегазовых объектов. Для повышения эффективности поисковых работ и добычи самородной серы, большое значение приобретает расширение научных исследований по проблемам генезиса серы, формирования и эволюции ее залежей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев И. И. Сера Предкарпатья. «Недра», М., 1967.
2. Бобровник Д. П.— В кн.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. «Наукова думка», К., 1966.
3. Ветров Ю. И.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Тезисы докладов симпозиума. «Наукова думка», К., 1971.
4. Вульчин Е. І., Зелізна С. Т., Роскош Я. Т.— В кн.: Геологія і геохімія горючих копалин, в. 28. «Наукова думка», К., 1971.
5. Зелізна С. Т.— В кн.: Проблема происхождения нефти и газа и образование их промышленных залежей. «Наукова думка», К., 1966.
6. Зелізна С. Т., Фільц Д. І.— В кн.: Геологія і геохімія горючих копалин, в. 27. «Наукова думка», К., 1971.
7. Отрешко А. И.— Труды Геологического института (г. Казань), 1968, 20.
8. Роскош Я. Т.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Тезисы докладов симпозиума. «Наукова думка», К., 1971.
9. Саксеев Г. Т.— Геологическое строение и закономерности размещения серных месторождений Предкарпатья. Автореф. канд. дис., Львов, 1970.
10. Саксеев Г. Т.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Тезисы докладов симпозиума. «Наукова думка», К., 1971.
11. Соколов А. С.— Труды ГИГХС, Гос. НТИ литературы по горному делу, М., 1960, 6.
12. Соколов А. С.— Литология и полезные ископаемые, 1965, 2.

А. И. Отрешко

ТИПЫ КЕПРОКОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ СЕРОНОСНОСТИ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР

Крупные скопления самородной серы в кепроках солянокупольных структур побережья и прибрежной части Мексиканского залива являются объектом пристального изучения многими геологами с целью выявления подобных месторождений и в других регионах мира. Исследования в этом направлении проводились и в СССР, хотя они не дали существенных результатов. Из-за систематических неудач в поисках промышленных сероносных кепроков назрела необходимость критически пересмотреть сложившиеся представления об особенностях строения и формирования как собственно солянокупольных структур, так и верхних частей разреза галогенных толщ, рассматриваемых в качестве кепрока.

Новейшая квалификация кепроков с краткой их характеристикой предложена Г. В. Короткевичем [2]. Этот автор, вслед за Ю. А. Косыгиным, различает кепроки первичные и вторичные, а также определил новый тип — смешанные. К первичным кепрокам относятся скопления блоков и глыб горных пород, залегающих непосредственно выше соляного пласта и подвергавшихся подъему и дроблению в процессе образования солянокупольной структуры (Нордвикский купол). Смешанные кепроки выделяются на соляных штоках, вершины которых подверглись выщелачиванию, здесь первичные кепроки у своей подошвы обогатились карстогенными породами, а также претерпели карстогенные деформации (предполагается наличие их на Нордвикском куполе). Вторичные кепроки — это остаточные (карстогенные) продукты растворения солей (Сергеевский купол, купола Днепровско-Донецкой впадины и другие). Г. В. Короткевич предполагает и доказывает на ряде структур наличие процессов эрозийного разрушения кепрока.

Приведенная выше классификация кепроков все же не отражает некоторых геолого-исторических особенностей их формирования и поэтому не удовлетворяет требованиям поисков сероносных залежей. Что же касается роли солянокупольной тектоники, то она по существу не используется и не учитывается. Как известно, за время развития солеродного бассейна в нем накапливается определенная, чаще всего ритмично чередующаяся последовательность слоев от терригенных, карбонатных, сульфатно-карбонатных, сульфатных до соляных. На завершающих стадиях галогенеза эта последовательность имеет обратный порядок — от солей до терригенных пород. Внутри соляной толщи в связи с изменениями климата и тектоническими движениями, как правило, ритмично повторяются сульфатные, реже сульфатно-карбонатные слои той или иной мощности. Следовательно, в общем случае наличие в толще солей или в ее кровле сульфатных и сульфатно-карбонатных слоев — явление вполне обычное, обусловленное особенностями галогенеза в той или иной части бассейна седиментации. Трудности использования этой закономерности применительно к солянокупольным структурам связаны с традиционными ошибками понимания процессов соляного тектогенеза.

Первичноосадочный и наложенный кепроки

В результате новейших исследований природы образования солянокупольных структур, особенно выполненных В. И. Китыком (1970) для Днепровско-Донецкой впадины, ученые пришли к выводу, что в истории их формирования необходимо четко различать стадию соляных антиклиналей и стадию блоковых подвижек. На стадии соляных антиклиналей нормальная последовательность слоев в соляной толще не нарушается, хотя углы их залегания изменяются в широких пределах вплоть до опрокинутых. На стадии блоковых подвижек соляная толща подвергается уже не пликативным, а дизъюнктивным нарушениям и их перемещениям вдоль разломов и разломных зон. Есть основания считать, что между стадиями соляных антиклиналей и блоковых подвижек разрыв во времени может быть разным. Важнейшее же следствие «двустадийного становления куполов» заключается в том, что во время «протыкания» — роста солянокупольной структуры при блоковых подвижках, которые обуславливают и возникновение и рост структуры, пластические деформации в толще солей не происходят или же имеют явно подчиненное значение, что противоречит прежним представлениям о пластичности и текучести солей.

Первичноосадочные сульфатно-карбонатные и другие породы, в зависимости от интенсивности пликативной складчатости и конкретного места раскрытости соляной антиклинали, в ее пределах занимают большую или меньшую площадь, которая на стадии блоковых подвижек может оказаться полностью или частично в пределах солянокупольной структуры. Ныне такие нормальноосадочные сульфатно-карбонатные и терригенные слои есть в кепроках девонских куполов Днепровско-Донецкой и Нордвик-Хатангской впадин. Разумеется, в пределах одного и того же региона в других куполах в приповерхностную зону могут быть выведены и другие части антиклинальной складки, в том числе сложные солями. Поэтому сопоставление разрезов кепроков, образовавшихся описанным путем, по наблюдаемым локальным участкам крайне затруднено.

Другой, существенно отличный тип кепрока образуется в результате внутрiformационных перерывов. Соляная толща, собранная в антиклинальные и синклинальные структуры, при последующей трансгрессии морского бассейна в пределах антиклинальных складок подвергается абразии и на обнажившиеся таким образом слои накапливаются новые слои, литологический состав которых может быть близким или же существенно отличаться от слагавшего размытую часть разреза. Эта вновь накопившаяся в первичноосадочных условиях толща также представляет собой кепрок, однако залегание слоев этого кепрока отличается от залегания слоев подстилающей соляной толщи. Такой тип кепрока характерен для Прикаспийской синеклизы и побережья Мексиканского залива. В Прикаспийской синеклизе нижнепермская

галогенная толща в связи с предказанским перерывом оказалась собранной в соляные антиклинали и синклинали. Антиклинальные складки оказались значительно размытыми наступавшим казанским морем и впоследствии перекрылись слоями сульфатных и карбонатных пород ниже- и верхнеказанского возраста. В ряде мест предполагается, а в Бузулукской впадине доказано существование слоев каменной соли верхнеказанского возраста. Залегание этих слоев в пределах солянокупольных структур Северного Прикаспия близко к горизонтальному, а подстилающие их нижнепермские слои имеют углы падения до вертикальных.

На побережье Мексиканского залива пликвативной складчатости подверглась верхнеюрская (нижнепермская) галогенная толща. На размытых антиклиналях накопилась толща пород команчской серии. И. М. Форготсон (1963) отмечает, что в разрезе нижней трансгрессивной части команчской серии в Арканзасе, Миссисипи и Алабаме обычны сланцы, в Восточном Техасе и Северной Луизиане — известняково-сланцевые, а в Южном Техасе — известняковые образования. Во Флориде разрез сложен преимущественно карбонатными породами со значительным количеством ангидрита. Вдоль тектонического шарнира (район сероносных кепроков) происходило формирование рифов (формация Rodessa), а по направлению к берегу, в зарифованных лагунах, накапливались сульфатные слои (формация Ferry Jake) и соли.

Обращает внимание закономерное размещение рифовых построек в связи с историей развития галогенных бассейнов Северной Америки к востоку от Скалистых гор. Р. Б. Матокс [9] в описании галогенеза каменноугольного (Pensilvanian) и пермского этапов делаварской части (Колорадо и Юта) Парадокского бассейна указывает на образование в обрамлении солеродных ванн карбонатных рифов и банок с верхневольфкемпского до гвадалупского времени. Особое внимание уделяется описанию крупной рифогенной зоны Капитан. Этот огромный риф перестал расти лишь в раннекастильское время, когда он оказался перекрытым слоями ангидрита. Д. М. Хилс [7], рассматривая условия галогенеза в пермском бассейне территории Западного Техаса и юго-востока Нью-Мексико, важнейшим фактором считает отступление моря и рост поднятий, на которых образовывались рифы в леонардовское время. В гвадалупское время эти рифы распространились настолько широко, что отрезали от бассейна много лагун, в которых накапливались соли.

Территория Техаса и Луизианы характеризуется галогенными формациями юры и мела. Г. И. Амвотер [6] на основании собственных материалов и выводов других исследователей отмечает, что здесь немая толща, лежащая на кристаллическом фундаменте, включает пачку лоанской соли. Лоанская соль перекрыта позднеюрской толщей, в состав которой входят рифовые известняки, ангидриты и сланцы. Еще выше в разрезе располагается мощная галогенная толща (порядка 6000 футов) коагульских и команчских слоев ранне- и средне-мелового возраста, рассмотренная выше по материалам И. М. Форготсона. Следует лишь добавить, что подобные рифогенные образования ныне наблюдаются у Атлантического побережья, в районе Тысячи Островов.

Сульфатно-карбонатный кепрок Флориды и района сероносных куполов побережья Мексиканского залива, несомненно, является первичноосадочным, но в отличие от толщ подобных пород, которые могут быть обнаружены в дислоцированном ядре структуры, этот кепрок мы называем наложенным. Характерной чертой наложенного кепрока как в Северном Прикаспии, так и на побережье Мексиканского залива является хорошая выдержанность литологического состава слоев на значительной протяженности. На стадии блоковых подвижек наложенный кепрок в обоих регионах пликвативной складчатости не подвергался, залегание слоев на солянокупольных структурах близкое к горизонтальному. Рассмотренный «подготовительный этап» формирования разрезов галогенных толщ солянокупольных регионов обычно остается без должного внимания. Однако без знания этих особенностей не могут быть познаны и главные черты формирования кепроков на стадии возникновения и роста солянокупольных структур.

Формирование кепроков продолжается и на стадии блоковых подвижек галогенной толщи, когда она, в виде тех или иных по размерам блоков — солянокупольных структур, выводится на дневную поверхность или приближена к ней. Вывод В. И. Китыка (1970) о пульсационном росте солянокупольных структур раскрывает простой механизм «протыкания» осадочной толщи соляными телами.

При блоковых подвижках солянокупольная структура перемещается как единое целое и поступление в нее дополнительных масс солей исключается. На этой стадии мы можем ожидать лишь потерю солей. На каждой стадии активизации восходящих тектонических движений солянокупольная структура получает подвижку и ее верхняя часть выводится в зону эрозии и активного водообмена. Некоторые блоки фундамента, над которыми размещается галогенная толща, подвергаются более активным подвижкам воздымания. Причины особой подвижности солянокупольных структур еще не выяснены, возможно, это пониженный коэффициент трения солей вдоль разломных швов, а также растворение солей водами поверхностного и глубинного происхождения, проникающими по разломам.

Вывод солей и других легкорастворимых пород выше базиса эрозии обуславливает образование кепрока выщелачивания. В толще растворимых пород происходят карстовые процессы, неравномерные просадки и дробление перекрывающих слоев разнообразного литологического состава. Дробление пород в результате карстовых просадок резко снижает их устойчивость к эрозионным процессам и ускоряет снятие над толщей солей защитных покровов терригенных пород, а также эрозионное разрушение слоя остаточных продуктов, образовавшихся в результате выщелачивания солей. Какая-то часть слоя остаточных продуктов выщелачивания может сохраниться лишь ниже базисов эрозии в зоне активного водообмена. Однако быстрое увеличение минерализации вод, сопровождающее растворение солей, несомненно, препятствует образованию кепрока выщелачивания значительной мощности.

На стадии тектонических движений, сопровождаемых погружением структур, блоки с мощными соляными толщами, по-видимому, претерпевают минимальные подвижки отрицательного знака. Над такими блоками соответственно накапливается менее мощная толща перекрывающих отложений. Новый этап воздымания снова же сопровождается преимущественным подъемом соляных структур, выщелачиванием какой-то части галогенного разреза и эрозией защитной покровышки и кепрока выщелачивания. В первую очередь окажутся размытыми слои, накопившиеся на предшествующей стадии погружения. Несколько таких пульсационных подвижек роста солянокупольной структуры обуславливают протыкание ее через толщу осадочных пород.

Для Днепровско-Донецкой впадины В. И. Китык (1970) показывает рост солянокупольных структур в связи с предкаменноугольным, преднижнепермским, предверхнепермским, предъюрским, предмеловым, предпалеогеновым перерывами в осадконакоплении. Несомненно, значительный рост солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины связан с преолигоцен-миоценовым этапом неотектонических движений, который мы рассмотрим ниже. В Северном Прикаспии рост солянокупольных структур происходил, видимо, в связи с предтатарским, предтриасовым, предъюрским, предмеловым, предпалеогеновым, преолигоцен-миоценовым, преакчагыльским и предапшеронским перерывами в осадконакоплении.

Рассмотренная выше схема роста солянокупольной структуры учитывает лишь один тип ее развития — вывод в зону эрозии и активного водообмена солей и других растворимых пород галогенного разреза с последующим их карстованием и эрозией. Разумеется, блоки галогенных и перекрывающих их пород характеризуются различной интенсивностью воздыманий и последующих погружений. Для большинства из них обычен второй тип развития — при каждой из пульсаций роста происходит лишь эрозионное разрушение все более

глубоких слоев толщи, перекрывающей галогенную часть разреза, которое не сопровождается образованием кепрока остаточных продуктов выщелачивания. Для третьего типа роста солянокупольных структур характерно то, что галогенный разрез, выведенный в зону эрозии и активного водообмена, подвергается карстовому разрушению, в нем появляется обилие брекчированных пород, но брекчированная толща до погружения структуры не успевает разрушаться эрозионными процессами. Наконец, к особым типам развития солянокупольных структур мы относим те из них, которые находятся в зоне эрозии и активного водообмена кратковременно. Их быстрый подъем сменяется столь же быстрым погружением и накоплением над ними защитной покрывки. За время нахождения галогенных частей разреза в зоне активного водообмена в них не успевают развиться процессы карстового разрушения. Под накопившимися защитными покрывками растворимые породы хорошо сохраняются (четвертый тип — терригенные, пятый — сульфатно-карбонатные кепроки).

Образование сероносных кепроков обычно рассматривается в тесной взаимосвязи с формированием кепроков выщелачивания. Поэтому материалы по кепрокам выщелачивания или, другими словами, по карстогенным кепрокам следует особо рассмотреть. Выше показано, что при выводе растворимых пород верхней части галогенного разреза в зону эрозии и активного водообмена перекрывающие их слои также подвергаются быстрому карстовому и эрозионному разрушению. Эрозионное разрушение охватывает также толщу остаточных образований над солями. Об этом свидетельствует наличие в природе соляных структур вообще лишенных покрова продуктов выщелачивания (Соловьино, Соль-Илецк и др.). Многократное повторение пульсаций роста солянокупольной структуры не может изменить общей направленности процессов. Поэтому выводы о кепроках как остаточных продуктах выщелачивания солей мощностью 200—300 м лишены основания. Кепроки, сложенные лишь продуктами выщелачивания солей, значительной мощности еще нигде не найдены.

Материалы по кепрокам смешанного типа приводят к другим, также отрицательным, выводам. Несомненно, что растворимые и перекрывающие их терригенные части разрезов, выводимые в зону эрозии и активного водообмена, в пределах солянокупольных структур могут находиться на различных этапах разрушения. Таких примеров множество. Они известны в Днепровско-Донецкой впадине, в Северном Прикаспии, на куполах побережья Мексиканского залива, на Сереговском куполе, на соляных куполах Хатангской впадины. Над соляным ядром структур здесь нередко встречаются толщи дезинтегрированных пород разнообразного литологического состава. Это обычно обломки карстующихся и перекрывающих их гипсов, ангидритов, карбонатов, песчаников, сланцев и других. Вполне объективно разрезы описываются под наименованием брекчии. Направленность процесса такова, что обломки солей и сульфатных пород подвергаются все более глубокому выщелачиванию и обеднению ими разрезов брекчированных пород. Следовательно, и этим путем в смешанном кепроке не могло происходить обогащение сульфатами, которые затем превратились бы в самородную серу и кальцит.

Описания разрезов сероносных кепроков побережья Мексиканского залива убеждают нас в том, что процессы серного рудогенеза происходили в породах сравнительно однородного сульфатного и карбонатного состава, которые к тому же находятся в строго определенном положении над толщей солей: внизу ангидриты и гипсы, сверху — карбонаты. Карстовых брекчий разнообразного литологического состава в качестве серувещающих пород на американских месторождениях нет. Известно также, что здесь закарстованные брекчиевидные известняки верхней части разреза карбонатной толщи лишены серы. Но эти брекчиевидные известняки образовались уже в результате разрушения рудных залежей. На других солянокупольных структурах Мексиканского побережья есть и брекчии разнородного литологического состава. П. Ф. Керр и О. К. Копп [8] среди брекчированных пород различают два типа разрезов: один из них — карстовые брекчии в пределах солянокупольных структур, другие — базальные брекчии размыва и переотложения пород, приуроченные

к эрозионным долинам, на участках, смежных с коренными выходами. Такие же два типа брекчированных разрезов наблюдаются в Днепровско-Донецкой впадине и Северном Прикаспии. Несомненно, поиски в брекчированных разрезах солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины серных месторождений, аналогичных известным в кепроках Мексиканского побережья, обречены на неудачу.

Смешанный кепрок, образующийся за счет приращения к первичноосадочным слоям снизу сульфатных продуктов выщелачивания солей, также не сопровождается формированием сероносных залежей. Лучший пример кепрока такого типа наблюдается на Северном участке Эльтонской солянокупольной структуры в Северном Прикаспии [5]. Здесь предакчагыльским размывом эродирована значительная часть сульфатно-карбонатной толщи казанского возраста (наложенный кепрок), перекрывающей соляной массив. В связи с быстрым погружением структуры эрозионная долина оказалась выполненной глинистыми и песчано-глинистыми акчагыльскими образованиями. Ныне по базальной части этих отложений в соляную толщу поступают поверхностные воды и под наложенным кепроком выщелачиваются соли. На нижнем слое мелкозернистого первичноосадочного ангидрита накапливается крупнокристаллический вторичный гипс, который осаждается из высокоминерализованного раствора. Мощность зоны новообразованного гипса не превышает 15—20 см. Мощность же неэродированной сульфатно-карбонатной толщи казанского яруса достигает 60—100 м, поэтому приращение этой толщи за счет новообразованного гипса крайне незначительно. Направленность процесса такова, что в указанном месте ожидается развитие разреза брекчированных пород. На Северном участке в связи с быстрым подъемом и погружением структуры у долины неогенового размыва проявился процесс серной минерализации. Поступление ныне в этот разрез кислородсодержащих вод, а также карстование соляной толщи, ведет к окислению минеральных находок серы, их разрушение будет еще более интенсивным после карстового дробления вмещающих пород.

Сероносность кепроков

Рассмотренные выше процессы формирования кепроков происходят под действием вод поверхностного происхождения. Вместе с тем на галогенные породы солянокупольных структур оказывают действие также термальные воды глубинного происхождения. Как собственно в солях, так и, особенно, в сульфатах и карбонатах, залегающих среди солей и перекрывающих пород, обычны эпигенетические минералы: жидкие и газообразные углеводороды, кальцит, флюорит, бораты, сульфиды железа, свинца, цинка, ртути и другие, образование которых связано с проникновением термальных вод. Эти минералы, как правило, встречаются в галогенных и перекрывающих их разрезах солянокупольных структур, в которых не происходили или проявились незначительно процессы карстового разрушения и кислородного выветривания. Такие структуры мы относим к пятому типу формирования кепрока. Галогенные и перекрывающие их разрезы кратковременно выводятся в зону эрозии и активного водообмена, быстро погружаются и захороняются под вновь накапливающимися отложениями. Подвижки солянокупольных структур этого типа исключительно интенсивны, высоты их подъема и опускания максимальны. В выходах на дневную поверхность эрозионное их разрушение значительно опережает процессы химического (карстового) разрушения. На этих структурах и особенно на смежных с ними площадях обычны глубокие эрозионные долины.

Все известные ныне минеральные находки и месторождения серы, связанные с сульфатными и карбонатными породами, приурочены к солянокупольным структурам пятого типа развития кепрока. Серная минерализация и оруденение, как и другая эпигенетическая минерализация и оруденение этих структур, характеризуются зональным размещением в разрезе. В этом отношении наглядны материалы В. М. Строева по солянокупольным структурам Днепровско-Донецкой впадины (табл.).

Обращают внимание близкие глубины нахождения серы. В северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, где суммарная амплитуда неотектонических движений менее значительна, глубины серной минерализации не превышают 300—400 м. В зоне сочленения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины суммарная амплитуда неотектонических движений исключительно высока, самородная сера встречена до глубин 1100—1200 м. В центральной и юго-восточной частях впадины выделяется две-три зоны серной минерализации. Видимо, в дальнейшем две-три такие же зоны будут выделены и в северо-западной части впадины. Зональность серного оруденения в Северном Прикаспии, Предуральском прогибе и на побережье Мексиканского залива кратко рассмотрена в других наших работах [3, 4]. Следует лишь отметить, что эта зональность

Интервалы и глубины серной минерализации солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины (по материалам В. М. Строева)

Структуры, скважины	Инт. серной минерализации, м			В толще	
	от	до	мощность	кепрока	солей
Лейковская	70	250	180	+	+
Исачковская	70	200	130	+	
Дмитриевская, скв. 456	89,5	—	—	+	
Логовиковская,	—				
скв. 1-к	167	175	8	+	
скв. 4-к	235	246	11	+	
Мироновская, скв. 3	146	320	174	+	
Валковская, скв. 14	269,9	324,6	54,7		+
Петровская	100	300	200	+	
Поздняковская	294	437	143		+
Беляевская, скв. 211	222	278	56	+	
Химо-Рябухинская, скв. 1	342	350,4	8,4	+	
Синевская, скв. 1	144	330	186	+	
Самаринская, скв. 42	205	224	19	+	
	240	242	2	+	
Распашновская, скв. 45	309	316,6	7,6		+
	636,8	651,2	14,4		+
Адамовская, скв. 257	189	—	—		
	215	216	1,0		
	530,1	572,8	42,7	+	+
Алексеевская, скв. 6	210	678	468		
	1207	1219	12		+
Краснопавловская, скв. 550	750	755	5		+
	1175	1180	5		+
Парафиевская, скв. 559	753,2	765,4	13,2		+
	784,5	791,7	7,2		+
	1219	1242	23		+

наблюдается как в разрезах солянокупольных структур, так и в разрезах, не подверженных солянокупольной тектонике.

Зональное размещение серной минерализации и оруденения свидетельствуют о том, что они образовались в зонах смешения глубинных сероводородных и поверхностных вод на разных уровнях в связи с ритмичными неотектоническими подвижками. Процессы серного рудогенеза в Днепровско-Донецкой впадине обусловлены интенсивными тектоническими движениями предберекского размыва, происшедшими в олигоцен-миocene. О предберекском размыве этого региона есть много сведений. Л. И. Карякин [1] детально проанализировал данные о том, что миоценовая толща песков полтавского яруса налегает на глауконитовые пески и песчаники харьковского яруса с резким эрозийным несогласием. В основании толщи песков исключительно широко распространены зеленые и серые глины, местами с маломощными прослоями бурых углей. Л. И. Карякин также предполагает наличие под этими глинами переотложенных образований харьковского яруса, однако признаков для выделения таких разрезов раньше не обнаруживали. После Великой Отечественной войны в

основании полтавского яруса была выделена местами мощная берекская толща, в которой уже выявлен и разведан ряд многопластовых месторождений бурого угля. Эти месторождения по палеогеографическим условиям образования аналогичны одновозрастным месторождениям в Башкирском и Оренбургском Предуралье.

Учитывая локальное размещение буроугольных месторождений, их образование в Днепровско-Донецкой впадине связывают с так называемыми деградационными впадинами на солянокупольных структурах. Предполагается, что эти впадины возникли на месте выщелоченных соляных массивов. Из материалов, рассмотренных выше, следует, что глубина выщелачивания солей определяется глубиной базиса эрозии. Поэтому современная глубина берекских угленосных образований указывает на глубину олигоцен-миоценовых долин размыва. Известно также, что торфо- и углеобразование происходит на заключительных этапах развития речной сети или лиманов. Этому этапу предшествует этап эрозионного углубления и выработки ложа рек и заливов. С этих позиций к берекским образованиям может быть отнесена как буроугольная, так и подстилающая ее толща песков на Новодмитриевском месторождении, суммарная их мощность достигает 900 м. Это близко к глубинам находок самородной серы на близрасположенных солянокупольных структурах. О связи процессов серообразования Днепровско-Донецкой впадины с предберекским размывом свидетельствует также и пространственная приуроченность сероносных солянокупольных структур. Они размещаются внутри и у контуров площадей распространения берекской свиты. Максимальными мощностями берекской свиты и глубинами серной минерализации определяется суммарная амплитуда неотектонических движений этого региона и его частей.

Сероносные солянокупольные структуры Северного Прикаспия размещаются у долин преакчагыльского размыва. Сероносные солянокупольные структуры побережья Мексиканского залива «проткнуты» в миоценовые, плиоценовые и плейстоценовые образования. Таким образом, приуроченность сероносных солянокупольных структур к площадям и участкам с долинами неогеновых размывов аналогична приуроченности серных месторождений в платформенных структурах и в краевых частях платформ и прогибов, не нарушенных солянокупольной тектоникой.

Наконец главной особенностью серной минерализации и оруденения солянокупольных структур является их приуроченность к разнообразным литологическим типам пород. В Днепровско-Донецкой впадине бедная серой порода встречается в карстогенной брекчии и гипсах, более значительные содержания серы — в маломощных слоях ненарушенных известняков, единичные вкрапления и гнезда — в солях. В солянокупольных структурах Северного Прикаспия серная минерализация отмечена в гипсах, мергелях, песчаниках, а более значительные ее концентрации — в эрозионных останках карбонатных пород наложенных кепроков (Джамантау, Сатимола, Черная речка). Уникальные сероносные залежи побережья Мексиканского залива приурочены к эрозионным останкам рифовых массивов наложенного кепрока. Содержание серы в подстилающей толще гипсов и ангидритов в основном невелико и не имеет промышленного значения, единичные включения и гнезда ее встречаются в толще солей. Как и на других серных месторождениях в сульфатоносных осадочных комплексах, наиболее интенсивное серное оруденение солянокупольных структур связано с мощными карбонатными частями разреза. В других же породах на месте древних зон смешения глубинных сероводородных и поверхностных сульфатных вод наблюдается лишь серная минерализация. Эта особенность позволяет оценивать перспективную сероносность как солянокупольных регионов, так и отдельных структур.

Для первичноосадочных кепроков солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины характерна исключительная обогащенность терригенным материалом. Прорыв глубинных термальных вод и смешение их с поверхностными в терригенных и сульфатно-карбонатных терригенных частях разреза обусловил широкое развитие сульфидной минерализации и оруденения.

Самородная сера здесь находится в качестве парагенетического минерала. То же можно сказать и по отношению к серной минерализации в карстогенных брекчиях. Эти брекчии образовались на предшествующем этапе развития солянокупольных структур (возможно, в карбоне, нижней или верхней перми). Ввиду явно подчиненного значения карбонатных слоев, существование в них крупных сероносных залежей сомнительно. В Северном Прикаспии перспективными могут оказаться наложенные кепроки с мощной пачкой карбонатных пород казанского возраста. Такие структуры возможны в краевых частях впадины. Особое же внимание должно быть уделено поискам в кровле солей рифогенных массивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карякин Л. И.— Зап. научно-исслед. ин-та геологии ХГУ, 1938, 6.
2. Короткевич Г. В. Соляной карст. «Недра», Л., 1970.
3. Отрешко А. И., Степаненко О. Т.— Труды Геол. ин-та, в. 20, г. Казань, 1968.
4. Отрешко А. И.— Труды Геол. ин-та, в. 29, г. Казань, 1971.
5. Свидзинский С. А., Отрешко А. И. Гидрометаморфизм соляной толщи Эльтонского купола. Труды Геол. ин-та г. Казани, в. 31, 1971.
6. Athwater G. J.— Geol. Soc. of America, Sp. paper N 88, 1968.
7. Hills J. M.— Geol. Soc. of America, Sp. paper N 88, 1968.
8. Kerr P. F. а. Корр О. С.— Bul. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol. 1958, 43, 2.
9. Mattox R. B.— Geol. Soc. of Amer., Sp. paper N 88, 1968.

Д. И. Павлов

МЕТАМОРФИЗМ КАМЕННОЙ СОЛИ В КОНТАКТОВЫХ ЗОНАХ ДОЛЕРИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ

Как известно [2, 5, 7—10, 16, 18, 22, 23], многими глубокими скважинами в недрах Сибирской платформы вскрыты долериты, застывшие в соляных толщах. Несмотря на то, что в упомянутых исследованиях отмечается термическое воздействие долеритов на вмещающие толщи, вызвавшее преобразование солей и количественно им подчиненных сульфатно-карбонатных пород, сам характер таких преобразований, не сопровождавшихся изменением минерального состава солей, дает основание некоторым исследователям говорить об отсутствии здесь термометаморфического воздействия долеритов на соли. «Отсутствие контактового воздействия (заярских) диабазов на соль совершенно ясно показывает, что соль появилась после внедрения диабазов» [11]. Этот вывод в свою очередь Н. А. Кудрявцев использует для обоснования развиваемых им представлений о метасоматическом происхождении ископаемых соляных толщ, в том числе и нижнекембрийской соляной формации Сибирской платформы. Интерес к вопросам метаморфизма соляных толщ усиливается тем, что в существующей петрографической литературе общего и справочного характера вообще утверждается отсутствие метаморфических аналогов галогенных толщ [3]. По Ф. Ангелю [24], соляные месторождения не выдерживают даже самых низких ступеней развития метаморфизма; из минералов эвапоритов возможные исключения составляют лишь гипс и ангидрит, сохраняющиеся до выделяемой им фации известковых филлитов.

Ниже приведем характеристику контактового метаморфизма соляных и сульфатно-карбонатных пород под воздействием внедрений долеритов, а затем кратко рассмотрим те следствия, которые возникают при наличии рассольных вод, запечатанных в солевых толщах, в сфере проявления метаморфизма. Следствия эти имеют прямое отношение к принципиальным вопросам формирования железозносных гидротерм и магнетитовой минерализации.

Разрез усольской свиты нижнего кембрия (интервал, по данным Заярской скважины, 2002—2755,5 м) слагается различными по мощности пластами ка-

менной соли, разделенными пачками или слоями карбонатных и сульфатно-карбонатных пород. Суммарная мощность солей разреза 406 м. Все они отличаются большой чистотой. Нерастворимый в воде остаток обычно не превышает 1%. Это ангидрит, доломит, редкие зерна кварца [10]. Толща вмещает два застывших в ней интрузива долеритов, расположенных на глубинах 2124—2165 и 2603—2706 м. Вблизи долеритов заметно укрупняются кристаллы галита (отдельные индивиды достигают размеров 4—6 см). Однако перекристаллизация с образованием крупнозернистых, так называемых шпатовых, разновидностей соли достаточно характерна для всей усольской свиты, и потому наличие таких разновидностей в контактах не может служить убедительным доказательством того, что единственной причиной их возникновения послужили внедрения. Ранее, сравнивая температуру полной кристаллизации заярских долеритов, которая по ряду признаков не могла быть ниже 950°, с температурой плавления галита (800°), мы пришли к выводу, что внедрение долеритов должно было привести к плавлению солей в приконтактной зоне [16]. Были проведены наблюдения за характером и распределением газовой-жидких включений в галите. Однако, даже в приконтактных участках солей не обнаружено никаких новообразований, которые бы однозначно свидетельствовали о метаморфическом воздействии интрузивов. Установлено, что в толще каменной соли, примыкающей к верхнему контакту нижнего интрузива, ангидрит представлен своеобразными округлыми зернами. При больших увеличениях внутри них можно видеть одну или две зонки, выполненные кристалликами галита. Зонки приобретают округлую форму контуров зерен. Ангидрит внешних частей зерен имеет тенденцию к образованию прямоугольных ограничений, что свойственно кристаллическим формам этого минерала*. В шлифах из той же части разреза в галите обнаружены редкие выделения сильвина. Ограничения этих выделений достаточно произвольны, слагаясь из комбинаций линейных спайных элементов галита и иногда их соединяющих выпуклых поверхностей. Таким образом, сильвин ксеноморфен по отношению к галиту.

Напомним, что температура плавления ангидрита 1450°, сильвина — 778° С. Однако галитовый расплав способен растворять ангидрит, что даже понижает его температуру плавления вплоть до 730° при содержании в расплаве 30% ангидрита [21]. Таким образом, возникновение как бы оплавленных форм ангидрита можно объяснить некоторым его растворением в расплаве галита. С понижением температуры на ангидритовых ядрах, как на затравках, происходило дорастание кристаллов за счет выделения остывающим расплавом остатков растворенного в нем ангидрита. При этом ангидрит частично восстанавливал присущие ему формы. Вероятно, нечто подобное происходило и с доломитом. Как видно в шлифах, его выделения имеют оторочки более чистые и меньшего преломления (кальцит?). В эти оторочки, совершенно монолитные, не протягиваются спайные элементы и трещинки из обрастаемых ими ядер (хотя все зерно и гаснет одновременно). Все это трудно объяснить иначе, чем своеобразным дорастанием, регенерацией кристаллов при некотором изменении их состава, что могло происходить, когда порода находилась в расплавленном состоянии**. Существование расплава подтверждается и пересечением некоторых ангидритовых зерен тонкими прожилками галита. Тектоническое «вжимание» твердой соли, проявляющей в определенных условиях пластичность, исключено, так как привело бы к нарушению целостности подвергаемых такой операции ангидритовых зерен.

Ксеноморфизм сильвина хорошо соответствует тому, что даже после полного затвердевания галита этот минерал должен был какое-то время оставаться жидким. К тому же само наличие его выделений, не обнаруженных в солях менее метаморфизованной части разреза, вскрытого заярской скважиной, трудно истолковать иначе, чем выкристаллизацией из расплава примеси KCl, ранее рассеянной в твердой фазе (содержание K₂O в характеризуемых галитовых по-

* См. микрофото в работе автора [13].

** Эвтектика системы NaCl — CaCO₃, где CaCO₃ составляет 7%, располагается при 76° С [21].

родах — не более первых десятых процента). Видимо, того же происхождения изредка попадающиеся в галите мелкие выделения минерала, предположительно определенного по изотропности, низкому показателю преломления, форме сечений (октаэдр, притупленный гранями куба) и характеру двойникования как криолит. Вне зоны плавления минерал не встречен.

Добавочные критерии для оценки температур вблизи контактов представляет рассмотрение изменений приконтактных кварцсодержащих сульфатно-карбонатных пород. Так, залегающая в ответвлениях верхней заярской интрузии (глубина 2133 м) форстерит-шпинель-серпентиновая порода с ангидритом содержит реликты периклаза (правильные желтоватые кубы с хорошей спайностью по кубу, $n \sim 1,740$), замещаемого бруситом и мелкой сыпью непрозрачного минерала. Размеры выделений периклаза не превышают 0,025 мм. Карбонаты здесь не сохранились, и порода дезинтегрирована. Образование периклаза в приконтактной доломитовой породе могло произойти лишь при термической диссоциации доломита. Судя по кривой изобарных давлений метаморфизма, полученной по экспериментальным данным Х. Виклером [3], для подобной диссоциации при давлении 1000 бар и не менее чем половинной доле CO_2 в газовой фазе необходимы температуры 790—830° С. Наибольшее из этих значений относится к случаю, когда газовая фаза целиком состоит из CO_2 , наименьшее — когда половина ее приходится на H_2O . При хорошей сохранности форстерита, лишь небольшая часть которого подверглась замещению серпентином, вряд ли здесь возможно заметное влияние водной составляющей. Давление же CO_2 постоянно поддерживалось диссоциацией карбонатов, продолжавшейся вплоть до их полного разложения. При давлении 500 бар и $x_{\text{CO}_2} = 1$ максимальная возможная температура диссоциации доломита снижается приблизительно до 760°. У нас нет прямых данных, которые позволили бы оценить давление газовой фазы в приконтактной зоне интрузива, внедрившегося в толщу осадочных пород на глубине, несколько превышающей два километра. Обычно в таких случаях его приравнивают к давлению столба вышележащих пород (250—300 бар на каждый километр погружения), полагая, что для газопроизводящих метаморфических реакций благодаря возникающему избыточному давлению оно может быть и больше. Таким образом, давление существенно углекислой газовой фазы для рассматриваемого случая образования периклаза скорее всего имеет промежуточное значение между 500 и 1000 бар, а соответствующая ему температура — между 760 и 830° С.

Второй случай относится к сохранившейся доломитовой породе, залегающей под нижним интрузивом на глубине почти 3 км. Видимо, это как раз те условия, когда термическая диссоциация карбонатов подавлялась давлением не находящей себе выхода газовой фазы, роль в которой H_2O незначительна. О последнем можно судить по прекрасной сохранности форстерита. Для подобных условий А. А. Маракушевым [12] намечена граница полей устойчивости ассоциаций доломит + диопсид (диопсид — продукт реакции доломита и кварца при более низких параметрах) и форстерит + кальцит для $P_{\text{CO}_2} = 1000 \text{ атм}$. При общем давлении на твердые фазы от 1000 до 4000 атм, температура этой границы постепенно понижается от 900 до 850°.

Даже при очень осторожном использовании приведенных экспериментальных и термодинамических данных очевидно, что и при подходе со стороны карбонатных пород подтверждается существование вблизи контактов обеих интрузий Заярска температур $\sim 800^\circ$. При этом есть все основания полагать, что около более мощной нижней интрузии температура превышала 800°.

Совокупность приведенного материала позволяет утверждать существование галитовых расплавов в приконтактных областях относительно крупных пластовых долеритовых интрузивов, застывших в солях на глубинах 2—3 км. Таким образом, есть все основания говорить и о проплавленных метаморфических породах, эквивалентных галитовым. Замечательно, что при отсутствии в солях примесей (кроме ангидрита и карбонатов) минеральный состав полученных анатектитов идентичен таковому первичных солей. Разумеется, столь

широкий диапазон устойчивости трех перечисленных минералов возможен лишь в сухой обстановке.

Переход к следующей, метаморфической зоне, где уже не было плавления соли, достаточно постепенен и условен. Внешне он выражается в соляных породах уменьшением размеров кристаллов галита, хотя отдельные участки в метаморфической зоне почти столь же крупнозернисты, как и в зоне плавления. Естественно, что какие-либо новообразования здесь могут появиться только при наличии добавочных к сульфату и карбонату примесей. Внешний вид таких содержащих новообразования пород мало специфичен: они выглядят как и окрашенные различными примесями соли. Подобные галит-амфибол (гастингсит)-ангидрит-карбонатные породы, образованные при контактовом метаморфизме галитовой породы, содержащей глинистые и сульфатно-карбонатные примеси, известны в интервале 2741—2768 м Тубинской опорной скважины [13].

Для прослоев кварцсодержащих сульфатно-карбонатных пород зоны характерно развитие радиально-лучистых выделений волластонита, имеющих четкую приуроченность к разного рода трещинным элементам.

Часть преобразований в породах метаморфической зоны, несомненно, произошла при участии растворов, возможно газов. В этих случаях наблюдаем отчетливые признаки переконцентрации и переноса вещества, а в солях — следы действия растворов в виде кавернозных пустот, обрастаемых бесцветным асбестовидным амфиболом (рихтерит-асбест, близкий к тремолитовому концу ряда). Доломит и ангидрит подвергаются местной переконцентрации и отлагаются вместе с бесцветным магнезиально-железистым хлоритом * в участках солей, прилегающих к кавернозным пустотам, а также в разного рода трещинах в массе перекристаллизованного галита. Среди минерального выполнения таких трещин, наряду с галитом, ангидритом и карбонатами, обычны выделения сульфидов (пирротин, иногда халькопирит), как относительно хорошо окристаллизованные и крупные (до 1 мм в поперечнике), так и едва различимые макроскопически. Интересно, что рентгенограмма пирротина, снятая Г. В. Басовой в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР из двух отобранных из нерастворимого остатка образца пластинок, показала его принадлежность (по определению Н. И. Органовой) к высокотемпературной гексагональной модификации [4].

Такова краткая характеристика метаморфизма усольской соляной свиты в контактах с долеритовыми интрузивами. Из нее, в частности, следует, что «сухое» проникновение основного магматического расплава в галогенную толщу не приводит к их взаимодействию. Кроме небольшой примеси галитовых вкрапленников, состав долеритов, застывших в солях, ничем не отличается от состава долеритов, застывших в обычных породах [16]. Материалы, полученные на тех же геологических объектах, позволяют установить, что условия для метасоматического преобразования долеритов возникают при их взаимодействии с содержащимися в галогенной толще рассолами — как в контактовых областях вторгшихся на глубине интрузий (извлечение железа достигает 55 вес. % **), так и при проникновении нагретых рассолов в трещинные зоны уже затвердевших долеритов. В случае образования здесь аподолеритовых существенно амфиболовых пород извлечение железа достигает 64 вес. % [15]. Таким образом, если судить по результатам высокотемпературного взаимодействия основных пород и рассолов, его неизбежным следствием должно было стать существенное обогащение растворов железом. Специально проведенные эксперименты по взаимодействию при 800° С и 4 кбар 3,2 нормальных растворов $MgCl_2$ и $NaCl$ с долеритом подтвердили возможность формирования таким способом

* Диагностика минерала подтверждена электронограммой, полученной в Лаборатории электронографии ИГЕМ АН СССР, которая характеризует его как хорошо окристаллизованный хлорит, но без строго выраженного периода c (14,39 для одного слоя); $a = 5,31$; $b = 9,20$; $\beta = 97^\circ$. В имеющихся работах по солям Заярской скважины [7, 10] он описан как тальк.

** Здесь и далее суммарное содержание в пересчете на Fe_2O_3 .

растворов, по концентрации железа (около 1 вес.%) вполне отвечающих рудоносным гидротермам [17].

Приведенный материал можно рассматривать как подтверждение гипотезы Е. А. Баскова [1], в которой он, основываясь на палеогидрогеологических построениях, связал формирование магномagnetитовых месторождений Сибирской платформы с извлечением железа из долеритов при их взаимодействии с седиментогенными хлоридными рассолами, находившимися в нижних этажах чехла платформы ко времени развития здесь траппового магматизма.

Поскольку приуроченность гидротермально-метасоматического железоруднения к фемическим регионам известна [6, 19], изложенный материал может иметь и более широкое значение. Обращаясь к общему случаю, можно сказать, что для получения дополнительного к магматическому источнику железосодержащих растворов, участвующих в формировании магнетитовых месторождений, необходимо наличие в сфере внедрения рудоносных интрузивов концентрированных хлоридных вод. Нами обосновано участие таких вод внемагматического происхождения в формировании ряда контактово-метасоматических магнетитовых месторождений Тургайского прогиба и Алтае-Саянской складчатой области [14, 20]. Во всех рассмотренных случаях источником участвовавших в рудообразовании внемагматических хлоридных рассолов служили потенциально солеродные бассейны, развитие которых по разным причинам не завершилось осаждением солей. Дренажное экзогенное рассольное водоподпитание тектоническими зонами происходило как непосредственно при формировании осолонающихся бассейнов в тектонически активных областях (причем те же зоны служили путями внедрения рудоносных интрузий), так и при заложении рудоносных разломов по границе поднятий и впадин (или внутри впадин), содержащих такие рассолы.

В целом несомненно, что именно «жидкие фазы» галогенеза приобретают особое значение для магнетитового рудообразования, обеспечивая в ряде случаев дополнительный к магматическому источник рудоносных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басков Е. А.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1968, 134.
2. Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба, «Наука», Л., 1964.
3. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. «Мир», 1969
4. Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. Геология рудных месторождений, 1965, 3.
5. Гуголь Р. Ф. Вопросы геол. и нефтегазоносности Якутской АССР, Гостоптехиздат, 1958.
6. Дымкин А. М.— В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железоруднение, «Наука», Новосибирск, 1970.
7. Жарков М. А., Жаркова Т. М. Труды ИГГ СО АН СССР. «Наука», М., 1969, 83.
8. Иванов А. А.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1968, 161.
9. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, Госгеолтехиздат, 1960, 35.
10. Кондратьева З. А., Ипатова З. Н.— Труды ВНИГРИ, Л., 1962, 198.
11. Кудрявцев Н. А.— В кн.: Проблемы происхождения нефти, «Наукова думка», Киев, 1966.
12. Маракушев А. А.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1, «Наука», М., 1969.
13. Павлов Д. И.— ДАН СССР, 1970, 195, 6.
14. Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. Автореф. докт. дисс., М., 1971.
15. Павлов Д. И., Никольская Н. Н.— ДАН СССР, 1970, 193, 1.
16. Павлов Д. И., Рябчиков И. Д.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, 2.
17. Павлов Д. И., Рябчиков И. Д.— ДАН СССР, 1970, 195, 3.
18. Писарчик Я. К.— Труды ВСЕГЕИ, Л., 1963, 89.
19. Поляков Г. В.— Труды ИГГ СО АН СССР, «Наука», М., 1971, 117.
20. Соколов Г. А., Павлов Д. И.— В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970.
21. Справочник по плавкости солевых систем, т. II. Изд-во АН СССР, М., 1961.
22. Сулимов И. Н.— Труды ВНИГРИ, Л., 1961, 173.
23. Цахновская М. М.— Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968, 1.
24. A n g e l F.— Fortschritte Mineralogie, Bd. 44, S. 288—336, 1967.

О ВУЛКАНИЗМЕ ПРЕДКАРПАТЬЯ И ВЛИЯНИИ ЕГО
НА ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ СОЛЕНОСНЫХ МОЛАСС

Проявление вулканизма

Накопившиеся за последнее десятилетие данные о проявлении вулканизма в Карпатской геосинклинали позволяют дать новую оценку вулканической деятельности этого региона, протекавшей в период от заложения геосинклинального трога до образования прогибов. В начальный период развития геосинклинали, в конце юры, сформировалась чивчинская вулканогенно-осадочная свита мощностью около 750 м, представленная вулканитами основного состава. Она развита у внутренних границ прогиба. В это же время у внешних границ прогиба Раховской зоны формировалась тростянецкая вулканогенно-осадочная толща, мощностью около 250 м. Она представлена туфами различной крупности вплоть до агломератов и подушечных лав [12]. В утесовых зонах Е. К. Лазаренко и др. [10] выделяют три района развития вулканогенных образований, отличающихся возрастом и составом: 1) спилитовые образования нижнемелового возраста, развитые к северу от Раховского кристаллического массива; 2) диабазы и их туфы верхнемелового возраста, расположенные на сочленении неогеновых моласс и складчатых Карпат в районе сел Драгова и Новоселицы; 3) спилитовые образования раннепалеогенового возраста к северу от Солотвинской впадины в районе сел Горничева и Широкого Луга. В настоящее время здесь известно более 15 пунктов развития основных эффузивов мел-палеогенового возраста. Горизонты туфов и лав достигают мощности 250 м. В заключительные этапы проявления основного вулканизма отмечены калиевые диабазы. В палеогеновых отложениях флиша Карпат неоднократно отмечались прослойки бентонитовых глин, вероятно, представляющие собой продукты разложения кислых витрокластических туфов. В Закарпатском прогибе (Солотвинская впадина) опорной скважиной, пройденной возле с. Данилово, на глубине 2135—2143 и 2170—2176 м в средней части пестроцветных отложений верхнеэоценового возраста встречены прослойки туффитов. Туффиты в значительной степени разложены, однако в них сохранилась реликтовая кристалловитрокластическая структура [4]. Наличие биотита, обломков кварца и остроугольных полевых шпатов позволяет предположить кислый состав туффита.

Наиболее интенсивно проявился кислый вулканизм в олигоцене, в период формирования менилитовой свиты. Помимо горизонтов витрокластических туфов, как, например, на р. Чечве и в районе г. Долины, где горизонты туфов имеют мощность 70—80 м, здесь развиты кремнистые породы, очевидно, представляющие собой измененные диатомиты, источником кремнезема для которых, вероятно, служило вулканическое стекло. При детальном изучении кремней из скважин, пробуренных в Тихом океане, установлено, что кремни образовались за счет растворения главным образом панцрей диатомей [11]. В глинах менилитовой свиты часто есть реликты вулканического стекла и монтмориллонит, который обычно образуется в результате разложения вулканического стекла [9]. В области развития туфов в бассейне р. Чечвы мощность менилитовой свиты достигает 1,9 км, в то время как в районе Борислава она снижается до 250 м, а в Покутских Карпатах — до 300—400 м. Не исключено, что увеличение мощности отложений здесь зависит от примеси вулканического материала, в значительной мере преобразованного в кремни и глинистые минералы. В более молодой, кросненской свите (олигоцен) также встречаются псаммитовые пирокластические породы мощностью 1—1,5 м (7).

В польской литературе имеется множество сообщений о находках вулканических пород в мелу, палеогене и миоцене. Особенно интенсивно вулканическая

деятельность отмечена в верхнем эоцене, где установлено несколько горизонтов вулканических пород в подгольском флише и среди отложений Магуры. Витрокластические псаммитовые и алевритовые туфы дацитового и трахитового состава с эгирином [26] В. Сикора [17] и др. отмечают во флишевых олигоценных свитах семь горизонтов кислых туфов. Ф. Беда и др. [1] указывают на множество районов с развитием основных вулканитов в мелу и нижнем палеогене и кислых — в верхнем палеогене (в том числе район Горлиц в олигоценных отложениях, где залегает 50 прослоев бентонитизированных кислых туфов, мощностью от 0,5 до 40 м).

В миоценовых отложениях Предкарпатских моласс и на прилегающей западной части Восточно-Европейской платформы весьма распространены вулканические туфы кислого состава. Наиболее мощные горизонты туфов и туффитов развиты в отложениях нижнего гелльвета (стебникская свита). В более молодых отложениях вплоть до нижнего сармата пласты и линзы туфов имеют меньшие мощности.

В нижнем гелльвете (стебникская свита), в районе с. Красного липаритовые туфы мощностью 27—35 м залегают в виде однообразной толщи без прослоев осадочных пород. Они представлены алевритовыми и псаммитовыми разновидностями, в районе сел Боневичи и Грушатичи Добромысловского района образуют два пласта — нижнего, карбонатизированного и слабо изученного, и верхнего, мощностью 10—12 м. Туфы представлены преимущественно псаммитовыми разновидностями [5, 8, 20]. В районе сел Грабовца и Горохлина в междуречье Быстрицы Надворнянской и Быстрицы Солотвинской скважинами вскрыт мергельно-туфовый горизонт мощностью 50—60 м. Он состоит из переслаивающихся пластов плагиолипаритовых, псаммитовых и алевритовых туфов и мергелей [3]. В стебникской свите, в скважине из района Угерско, встречены алевролитовые туффиты с эгирином [18]. Следует обратить внимание, что в ближайшей вулканической области Закарпатья (с которой связывались туфы Предкарпатья) вулканизм проявился позже в тортоне, причем там нет туфов с эгирином.

В более молодых отложениях верхнего гелльвета, тортона и нижнего сармата очень часто встречаются прослои туфов от нескольких сантиметров до двух метров. Их можно разделить на два типа: 1) алевритовые и псаммитовые туфы с рудными и темноцветными минералами, в том числе с эгирином, составляющие более крупные прослои и пласты и 2) пелитовые витрокластические туфы, отсепарированные в воздушной среде от рудных минералов, составляющие тонкие сантиметровые прослои. Это указывает на два источника материала — ближний и дальний. Первый, вероятно, — Предкарпатье, второй — Закарпатье.

В миоценовых молассах Предкарпатского прогиба Польши также встречаются прослои туффитов и бентонитовых глин [21]. Более мощные горизонты туфов встречаются в аналогичных отложениях СРР: 50—60 и до 150 м в синклиналях Слыник и Дража нижнего тортона и до 2—3 м в гелльвете [15].

Приведенные факты позволяют сделать вывод о местном, предкарпатском источнике пирокластического материала. М. Б. Рипун [16], занимающаяся литологией Предкарпатья, отмечает, что проявления вулканизма фиксируются в виде прослоев туфов, туффитов, бентонитов и рассеянного материала в осадках от нижнемелового (шипотская свита) до сарматского возраста. Она полагает, что накопление прослоев кремней, железа, марганца, бария и таких минералов, как апатит, циркон, роговая обманка, пироксен, биотит, плагиоклазы и санидин, обусловлено вулканизмом, поскольку совпадает с максимальными проявлениями вулканизма. Обычно к продуктам вулканизма относились только вулканические стекла или продукты их разложения — бентонитовые глины. Однако кислому вулканизму свойственны извержения так называемых направленных взрывов, в результате которых происходит воздушная сепарация материала и при этом отделяются кристаллы. Отсепарированные кристаллы и обломки эффузивов, как установлено наблюдениями в областях современного вулканизма, составляют большие объемы, чем витрокластический

материал, который, рассеиваясь, теряется среди других отложений и быстро разлагается. Катастрофическое извержение вулкана Шевелуча 18 ноября 1964 г. дало направленный взрыв, в результате которого вблизи вулкана и в районе пос. Усть-Камчатск, в 30 км от центра извержения выпал пепел, состоящий из кристаллов главным образом плагиоклаза и пироксена. До сих пор не предполагали возможности нахождения кристаллических туфов, вместе с тем витрокластические туфы не могут образоваться одни без отдельного кристаллокластического материала. Изучение литологии палеогеновых толщ позволило М. Б. Рипун (устное сообщение) установить горизонты, представленные в основном угловатыми обломками калишпата, плагиоклаза и кварца. По всей вероятности, это и есть кристаллокластические туфы, о которых до сих пор не упоминалось. Следовательно, если учесть возможность нахождения еще не установленных разновидностей туфов, то объемы пирокластике значительно увеличатся. Кроме того, в олигоценых отложениях Восточных Карпат в СССР и в ПНР неоднократно отмечались залежи диатомитов, приуроченные к горизонтам туфов [6, 24]. В этих случаях источником кремнезема для панцирей диатомей обычно служит вулканическое стекло.

Местное (предкарпатское) происхождение пирокластического материала, кроме больших мощностей, подтверждается еще такими фактами: 1) отсутствие мощных толщ вулканитов в Закарпатье в олигоценовое и нижнегельветское время; 2) неравномерное распределение туфового материала в менилитовой свите и миоценовых молассах; 3) наличие глыб липарита с калиевым полевым шпатом и туфов с эгирином, которых нет в Закарпатье.

На основании сказанного можно сделать вывод, что помимо вулканитов основного состава верхнеюрского, мелового и раннеолигоценового возраста, в Восточных Карпатах в эоцене и олигоцене проявился кислый вулканизм. Очаги извержения, очевидно, находились на восточных склонах Карпат. В миоцене в период заложения Предкарпатского прогиба проявился также кислый вулканизм с вулканитами повышенной щелочности (калиевые полевые шпаты в липарите, эгирин в туфах).

В Карпатской геосинклинали наблюдаются следующие типы вулканизма и типы магм:

1. Раннегеосинклиальная стадия вулканизма в верхней юре, в мелу и раннем палеогене, с проявлением основной подкорковой магмы, давшей дифференциаты калиевых диабазов;

2. В период замыкания геосинклинали проявление кислого корового вулканизма с повышенным содержанием щелочей;

3. Орогенная стадия вулканизма в Закарпатье с кислой известково-натриевой коровой магмой в миоцене и подкорковой магмой в плиоцене, давшей сложную серию дифференциатов от базальтов до липаритов с резким преобладанием андезито-базальтов [13].

4. Орогенная стадия вулканизма в Предкарпатье, давшая кислые и субщелочные (?) вулканиты;

5. Посторогенный вулканизм, проявившийся в Закарпатье и представленный продуктами основной подкорковой магмы весьма слабо дифференцированной.

Связь полиметаллического оруденения с вулканизмом

С кислым вулканизмом в Закарпатье связано свинцово-цинковое оруденение с золотом. Наиболее изученные месторождения Береговское и Великобеганское. К этой же зоне относится Бая-Марское месторождение, расположенное на территории СРР. Отмеченные месторождения относятся к одной структурно-фациальной зоне и выделены в Береговско-Бая-Марскую рудную формацию [14]. На сочленении моласс Закарпатского прогиба и мел-палеогенового флиша также развиты туфы кислого состава и к ним приурочивается свинцово-

цинковое рудопроявление, прослеженное нами совместно с Н. С. Расточинской [14] на 70 км.

В Предкарпатье, как и в Закарпатье, отмечены рудопроявления, связанные с кислым вулканизмом. Здесь свинцово-цинковая минерализация с золотом и ареалы рассеяния галенита и сфалерита, установленные шлиховой съемкой в районе населенных пунктов Трускавец, Помярки, Старуня, Дзвиняч, Болехов, Долина и др., имеют протяженность более 120 км.

В районе г. Трускавца среди отложений нижнего миоцена (нижневоротыщенская свита), сложенных глинами, песчаниками и песчано-глинистыми брекчиями с линзами гипса и каменной соли, давно известно проявление свинцово-цинковой минерализации. Рудные скопления образуют линзы, прослон и вкрапленность. Главный рудный минерал представлен скрытокристаллической разновидностью сульфида цинка — брункитом, установленным Е. К. Лазаренко [9]. Брункитовая руда представляет собой агрегат мелких оолитов размерами 0,1—5 мм, часто полосатоколоморфного строения. Вторым ведущим минералом является галенит, образующий скопления неправильной формы, мелкую вкрапленность в гипсе, брунките и брекчии в виде единичных мелких (1—4 мм) кристаллов. Здесь также развита самородная сера, образующая отдельные вкрапления в песчано-глинистых породах и выполняющая трещины. Общая мощность рудоносной толщи 100—150 м при мощности рудных прослоев 3—5, реже 10 м. Убогая рассеянная вкрапленность минералов свинца и цинка приурочивается к брекчиевидным горизонтам нижнего миоцена в районах населенных пунктов Помярки, Дзвиняч, Старуня, о чем было известно еще в прошлом столетии [23, 25, 27]. В 1950 г. Н. Е. Стрелкова и В. И. Колтун (см. работу [9]) выделили четыре участка развития рассеянных сульфидов (Борислав — Тустановичи — Помярки, Болехов, Долина, Дзвиняч — Старуня), в основном галенита, сфалерита, золота, приуроченных преимущественно к зоне надвига складчатых Карпат на отложения Передового прогиба. Количество рудных минералов в шлихах аллювия — от единичных до 150 зерен. Неоднократно отмечалось наличие галенита и сфалерита в керне скважин, пробуренных на нефть, тяготеющих к зоне сочленения складчатого флиша и отложений прогиба.

В районе гг. Надворной, Делятина, сел Грабовки и Ланчина в медистых песчаниках среднемиоценового возраста есть халькозин и малахит, редко — азурит. Брункит-галенитовые проявления в районе г. Трускавца «относятся к типу осадочных, сингенетических с вмещающими породами. Об этом свидетельствует четко выраженный пластовый характер рудопроявлений, приуроченность их в основном к глинам, простота минерального состава и отсутствие минералов, которые подтверждали бы гидротермальное происхождение рудопроявления» [9]. Однако расположение рудопроявлений вблизи тектонического разлома позволяет допустить возможность обогащения вод водоемов свинцом и цинком, которые могли поступать из термальных источников. Отложение минералов меди также относится к осадочному генезису.

Таким образом, несмотря на отложение свинцово-цинковых и медных минералов осадочным путем, приуроченность скоплений их к области глубокого разлома, с проявлением кислого вулканизма, указывает на косвенную связь оруденения с кислым миоценовым вулканизмом. Гидротермальные растворы, поступающие в водные бассейны, смогли создать концентрации металлов, достаточные для рудообразования. Слабое проявление вулканизма на поверхности указывают на значительную глубину залегания магматических очагов (интрузий), это позволяет предполагать, что в водные бассейны поступала только часть гидротермальных растворов, в то время как основная масса должна бы отлагать руды на некоторой глубине.

Это позволяет предполагать наличие свинцово-цинковых месторождений в пределах зоны сочленения палеогена с неогеном, залегающих в более глубоких горизонтах и, возможно, являющихся в настоящее время резервными поисковыми площадями.

Можно сделать вывод, что проявившийся почти одновременно в Предкар-

патье и Закарпатье «липаритовый» вулканизм характеризуется золото-свинцово-цинковой металлогенической специализацией. Скопление рудных масс происходило вдоль глубоких разломов, по которым вначале поднималась кислая магма.

Влияние вулканизма на формирование соляных месторождений Восточных Карпат

В пределах моласс Закарпатья и Предкарпатья находятся многочисленные месторождения солей. Причем в Закарпатье развиты только натриево-хлоридные соли, в то время как в Предкарпатье, кроме натрово-хлоридных солей, есть калийные и магниезиальные хлоридные и сульфатные соли. Соленосные структуры в Закарпатье приурочиваются к центральной части Закарпатского прогиба, протягиваясь прерывистой полосой от пос. Солотвино на востоке, к селам Александровке, Данилово и затем на продолжении этой линии — к области Залужского поднятия, южнее г. Мукачева, а также развиты в зоне сочленения флиша с молассами от с. Новоселицы до с. Водицы [8, 9]. В центральной части Закарпатского прогиба опорным бурением треста «Львовнефтегазоразведка» установлены максимальные мощности липарито-дацитовых туфов, что вместе с другими данными позволило высказать предположение о наличии здесь центров извержения, расположенных на предполагаемом глубоком разломе [13]. Соляные структуры, развитые на сочленении флиша и моласс, расположены вблизи от глубинного разлома, а также в области развития вулканогенных образований кислого состава. Таким образом, месторождения натриево-хлоридных солей приурочиваются к областям развития глубинных разломов и мощных вулканогенных толщ первого этапа вулканизма и синхронны накоплению мощных вулканогенных толщ. Для этих же областей, особенно зоны сочленения флиша и моласс, а также района сел Данилово и Крайнико характерны проявления свинцово-цинкового оруденения.

В Предкарпатье соли приурочиваются к трем этапам осолонения: нижневоротыщенскому времени, в период которого накапливались мощные залежи каменной соли, ангидрит-галита с гнездами полигалита; верхневоротыщенскому времени, характеризующемуся образованием преимущественно калийных солей; стebníкскому времени с накоплением натриевых и калийных солей [8]. Месторождения солей протягиваются полосами в пределах моласс вдоль зоны сочленения моласс с флишем. По времени каждый этап соленакопления от более древних к молодым перемещается от области складчатых Карпат к платформе, в период от аквитана до гельвета. Генезис солей Предкарпатья рассматривался многими учеными, но более детально М. Г. Валяшко [12], который пришел к выводу, что соли образовались в аридном климате путем выпадения из океанической воды. Однако в пределах Предкарпатья процесс соленакопления не укладывается в нормальную последовательность выпадения «солнечным» путем. Так как гипотеза одного «солнечного» пути образования солей не может дать ответ на многие вопросы, есть основание предполагать влияние вулканических процессов на образование залежей солей в Восточных Карпатах. Сам процесс выпадения солей, обусловленный существованием аридного климата, не ставится под сомнение, но увеличение солености воды может происходить за счет эндогенных эманаций и гидротермальных растворов, поднимающихся по глубоким разломам областей проявления вулканизма.

Как было отмечено выше, в Закарпатье развиты только месторождения натрово-хлоридных солей, а в Предкарпатье — еще и калиевых. Это может быть объяснено геохимической специализацией вулканизма. В Закарпатье развиты известково-натриевые вулканические породы, а в Предкарпатье — щелочные с большим количеством калия, о чем свидетельствует наличие калиевого полевого шпата в породах.

Нахождение целестина в гипсах Предкарпатья указывает на участие эндогенных эманаций в образовании солей Предкарпатья. Присутствие стронция в

солях, по мнению Н. М. Страхова [19], типично для аутигенного породообразования в аридных областях наземного вулканизма.

Исходя из изложенного, приходим к выводу, что в формировании месторождений солей существенную роль играли три фактора: 1) привнос в лагуну морской воды; 2) привнос эндогенных эманаций, связанных с проявлением кислого вулканизма, по-разному минерализованных в разное время (вначале существенно калий-натриево-хлоридные, затем кальцие-магниево-сульфатные); 3) привнос речных вод из области Карпат, богатых кальцием. При этом направление процесса соленакопления, видимо, обуславливалось эндогенными минерализованными водами.

Из сказанного следует, что заложение Закарпатского и Предкарпатского прогибов сопряжено с проявлением кислого вулканизма, который обусловил накопление твердых вулканических продуктов (лавы, туфовые и интрузивные тела), газово-гидротермальных продуктов, влиявших на формирование месторождений различных солей и гипса, перенос металлов, главным образом свинца и цинка. Последней стадией этого процесса могло быть формирование месторождений нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беда Ф. и др.—Труды Карпато-Балканской Ассоциации. Варшава—Краков, 1963, т. X, VI.
2. Валяшко М. Г. Вопросы геологии агрономических руд. Изд-во АН СССР, М., 1956.
3. Вульчин Е. И., Кульчицкий Я. О.—ДАН УССР, 1958, 4.
4. Гуревич К. Я.—Труды ВНИГНИ, в. 24 Гостопиздат, Л., 1960.
5. Гуржий Д. В. Литология моласс Предкарпатья. «Наукова думка», К., 1969.
6. Гуржий Д. В., Рипун М. Б.—ДАН, 1970, 195, 1.
7. Досін Г. Д.—Геолог. журнал, 1964, XX, IV, 2.
8. Кореневский С. М.—Труды ВНИИГ, Л., 29, 1954.
9. Лазаренко Е. К., Габінет М. П., Сливко О. П. Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1962.
10. Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1963.
11. Лисицын и др.—В кн.: Международный геохимический конгресс. Тез. докл., М., 1971.
12. Ломидзе М. Г.—ДАН СССР, 1966, 170, 1.
13. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. «Наука», М., 1964.
14. Малеев Е. Ф.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 10.
15. Онческу Н. Геология Румынии, М., 1954.
16. Рипун М. Б.—В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докл., М., 1971.
17. Сикора В. Доклады Карпато-Балканской Ассоциации, София, ч. II, т. I, VII, 1965.
18. Соболев В. С., Горбачевская О. Н.—Мин. сб. Львовск. геол. об-ва. 5, 1951.
19. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III, М., 1962.
20. Ткачук Л. Г., Кудрин Л. Н., Рипун М. Б. Вопросы минералогии осад. образований, 5. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
21. Alexandrowich S., Porchoniak W.—Acta geol., 1956, 6, 3.
22. Kamenski M.—Arch. min. 12. Warszawa, 1936.
23. Suszynski Z.—Spraw. Kom. Fizjogr A. U., 10, Krakow, 1876.
24. Kotlarczyk J.—Stud. geol. Polon., 1966, 19.
25. Wasowicz M.—Czosopismo Tow. Aptek., R. 11, N 14—15, Lwow, 1882.
26. Wieser T.—Assoc. geol. Carpato-Balcanique, v. III/2, Bucuresti, 1963.
27. Zuber R.—Kosmos, 34, Lwow, 1909.

М. Диаров, С. Утегалиев

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ — ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ НА КАЛИЙНЫЕ СОЛИ

Над солями многих регионов (Прикаспийская впадина, Карпаты, Предуральский прогиб, Средняя Азия и др.) залегают породы глинистой, глинисто-гипсовой и гипсовой шляп, которые образуются исключительно в результате выщелачивания, размыва грунтовыми водами материнских галогенных пород [1, 4, 6, 7, 9, 10].

В результате детального изучения гипсовых шляп соляных структур Прикарпатской впадины и сравнительного анализа условий формирования

глинистых, глинисто-гипсовых, гипсовых шлям Стебникского и Калуш-Голынского месторождений Украины, Северного участка Верхнекамского месторождения установлено, что независимо от времени образования существует зависимость между литологией коренных пород и их элювиальных образований.

На формирование элювиальной толщи влияет комплекс факторов: физико-химические условия поверхности солей и соленосных пород; растворимость солевых минералов; агрессивные свойства и скорость движения подземных вод; давление, плотность и состав вышележащих пород; скорость подъема соляного массива и соленосных свит; содержание нерастворимых и труднорастворимых продуктов в коренных отложениях; мощность и углы падения соляных и соленосных отложений.

Решающее влияние на рост элювиальной толщи оказывает исходное содержание нерастворимых и труднорастворимых продуктов в соляных и соленосных породах.

При этом принципиально могут быть выделены два типа образования элювиальных толщ, характерных для всех соляных месторождений любого возраста и любых регионов, где есть элювиальные образования. Первый тип элювиальных толщ формируется тогда, когда в калийных солях нерастворимых и труднорастворимых продуктов больше, чем во вмещающей их каменной соли.

Формирование второго типа элювиальных толщ происходит, когда в калийных солях нерастворимых и труднорастворимых в воде продуктов меньше, чем во вмещающих их соленосных отложениях.

Примером первого типа может служить элювиальная толща Прикаспийской впадины. По подсолевому комплексу Прикаспийская впадина выглядит крупной чашеобразной впадиной глубиной до 9,5 км. Площадь впадины около 800 000 км². В кунгурское время на площади впадины существовал крупный единый солеродный бассейн, продукты испарения которого отлагались по всей площади региона. В разрезе галогенных формаций впадины нормальные фациальные ряды (карбонаты, гипсо-ангидритовые, галитовые, калийно-магние-вые отложения и эвтонические осадки) породы, образуемые по мере осолонения морской воды, выдержаны. Распределение галогенных пород по мощности неравномерное. Наибольшая мощность (более 2 км) приходится на центральную часть впадины.

В послекунгурское время соляные отложения были собраны в соляные массивы. Количество их превышает 1150 с общими прогнозными запасами солей $1,5 \cdot 10^{15}$ т.

В развитии галогенных формаций кунгура устанавливаются следующие общие закономерности их распределения:

— в прибортовых частях впадины, соответствующих прибрежным зонам солеродного бассейна, в разрезе солей терригенных материалов больше по сравнению с центральной частью региона;

— в периферийных зонах в разрезе соляных пород впадины по сравнению с центральной ее частью в большем количестве находятся сульфатные соли (полигалит, ангидрит), что объясняется поступлением в солеродный бассейн пресных вод, обогащенных сульфат-ионом;

— соляные породы в прибортовых частях впадины сложены в брахиантиклинальные складки, а в центральной части региона слагают соляные купола.

Изученность солянокупольных структур слабая. Из общего количества (свыше 1150) куполов поисковые работы на калий проведены на площади около 70 структур, из них 51 калиеносны.

Всего в разрезе калиеносной зоны куполов в региональном масштабе развито десять калийных горизонтов. Калийные соли изученных структур представлены полигалитовыми породами, сильвинитом и отложениями карналлита, кизерита и бишофита. Широко распространены соли смешанного состава (полигалит-сильвиниты, кизерит-карналлиты, карналлит-бишофиты и др.). Мощность калийных горизонтов в среднем 5—25 м.

Элювиальные отложения развиты повсеместно на соляных куполах и брахиантиклинальных структурах. Образуются они исключительно в

результате размыва и выщелачивания соляных пород подземными грунтовыми водами. Исходным материалом для образования элювия служат все нерастворимые и труднорастворимые продукты солей. От их количества зависит рост элювия [2, 3].

Количественный подсчет химических анализов (несколько тысяч) соляных пород куполов-гигантов Челкар и Сатимола показал, что в калийных и калий-

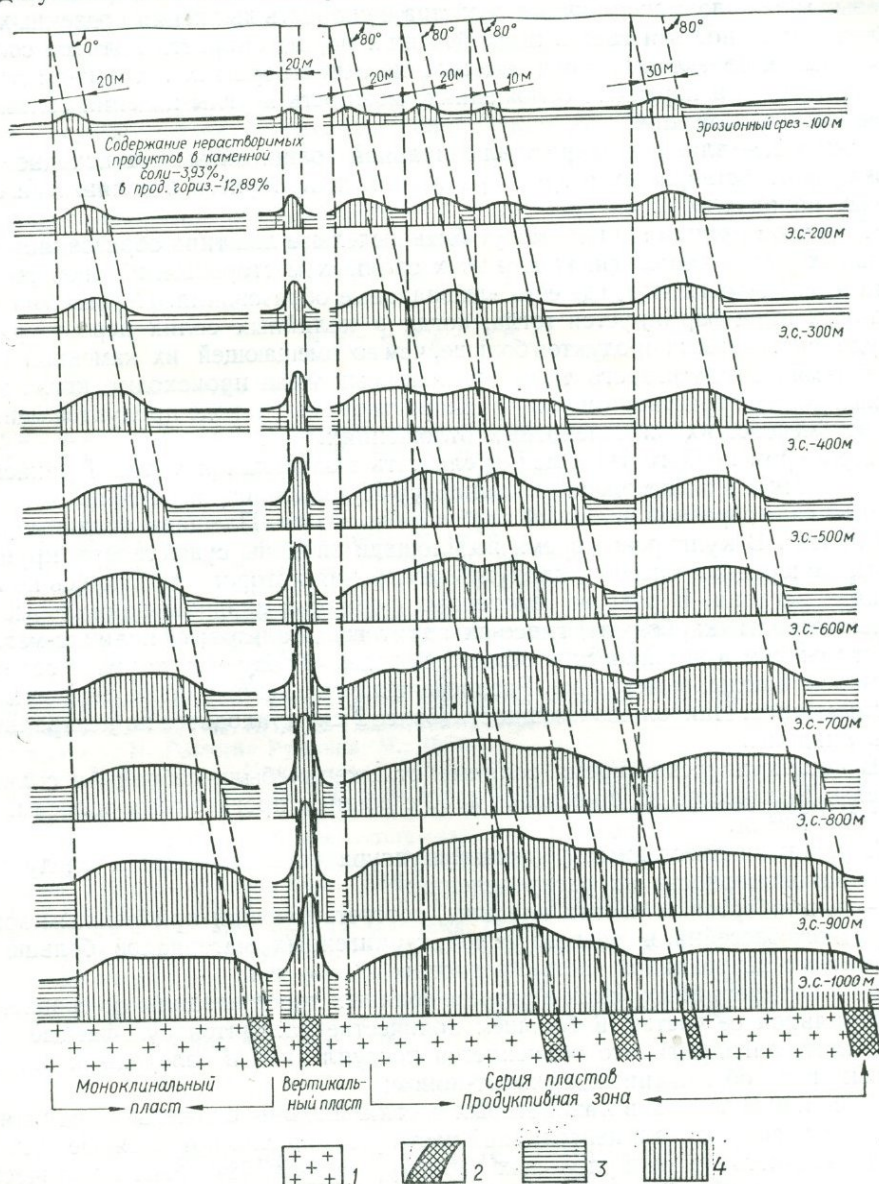


Рис. 1. Схема формирования элювия купола Сатимола:

1 — каменная соль, 2 — калийные соли, 3 — элювий каменной соли, 4 — элювий калийных солей.

но-магниевого пород содержится в три раза больше нерастворимых в воде продуктов, чем во вмещающей их каменной соли. Например, среднее содержание нерастворимых продуктов в калийных породах (по 555 анализам) купола Сатимола 12,89%, а в каменной (по 1307 анализам) соли — 3,93%.

Если предположить, что к настоящему времени при вертикальном падении пластов размыва 1000-метровая толщина солей, то на участках развития камен-

ной соли мы имели бы элювиальную толщу мощностью 39,3 м, а в местах распространения калийных солей — мощностью 128,9 м. Выходы продуктивных горизонтов выражались бы в погребенном рельефе огромного поля грядами, возвышенностями, курганами с относительными превышениями над остальными формами рельефа более 90 м (рис. 1). Для прослеживания калийных солей достаточно было бы соединить гряды между собой. На морфологическую выраженность элювия еще влияют углы падения, мощность и количественное изменение содержания нерастворимых продуктов в коренных породах.

Тем не менее, анализ фактических материалов соляных структур (Индер, Челкар, Сатимола, Шугуль, Круглый, Харкинский, Лебяжинский, Куттубай, Ащебулак, Линевки, Григорьевской, Озинки, Элтон, Гребни, Нежинки, Джуантубе) Прикаспийской впадины и Южно-Предуральского прогиба показал, что на площади перечисленных структур в местах выходов калийных и калийно-магниевого солей на поверхности соляных тел образовалась более мощная толща элювия, выражающаяся в погребенном рельефе пород сульфатной толщи возвышенностями, грядами, курганами и валами с относительными превышениями над остальными формами рельефа 20—140 м (рис. 2).

В дальнейшем погребенный рельеф сульфатной толщи картировался методом КМПВ с выделением участков развития калийных солей по их элювию. Поисковым бурением вскрыты калийные соли на предполагаемых участках их развития.

Таким образом, главным поисковым критерием на калийные соли Прикаспия является морфологическая выраженность их элювия в погребенном рельефе сульфатной толщи.

Калийные соли Прикаспийской впадины залегают среди толщи каменной соли, ширина выхода которой на соляных структурах составляет десятки километров и продолжительность образования элювия была длительной — с верхней перми по настоящее время. Мощность элювия достигает 150—170 м. Среди элювиальных отложений выделяются более древние и молодые разности их. Но независимо от времени образования для элювиальных отложений характерна взаимосвязь их с составом коренных пород.

Примером второго (Прикарпатского) типа может служить элювиальная толща соляных месторождений Советского Предкарпатья.

В Калуж-Голыньском районе предкарпатской миоцен повсеместно залегают на меловых породах Подольской плиты. Калиеносные породы связаны со стебникской серией пород, состоящей из калужской (нижнестебникской) и голыньской калиеносной (верхнестебникской) свит.

Калиеносные залежи Калужско-Голыньского месторождения сложены кайнитовой, лангбейнито-каинитовой и лангбейнитовой породами, сильвинитом и реже — карналлитовой и полигалитовой породами с примесью ангидрита, кизерита и карбонатов.

По данным С. М. Корневского, в разрезе Голыньской калиеносной свиты в пределах Голыньской синклинали выделяется двенадцать крупных ритмов, из которых девять заканчиваются мощными калийными залежами, а в двух калийных солей нет. Количество калийных пластов в ритмах — 14.

В Калужской синклинали в разрезе голыньской свиты выделены пять крупных ритмов, из которых четыре заканчиваются калийными залежами. Количество калийных пластов в ритмах — 4.

Касаясь образования гипсово-глинистой шляпы, С. М. Корневский и К. Б. Донченко [6] отмечают, что «в нижней части разреза шляпы, преимущественно над калийными залежами и вокруг них, образуются полигалитогипсовые, мирабилито-гипсовые и шенито-мирабилитовые шляпы. На некоторых участках среди глинистых пород шляпы встречаются пропластки и даже пачки гипса и рассланцованных глин. Мощность гипсово-глинистой шляпы колеблется от нескольких метров до 50 м. Минимальную мощность она имеет над выходами пластов калийных солей под четвертичные отложения».

Исследователи Калуж-Голыньского месторождения выделяют только гипсово-глинистую шляпу, образующуюся при размыве коренных пород

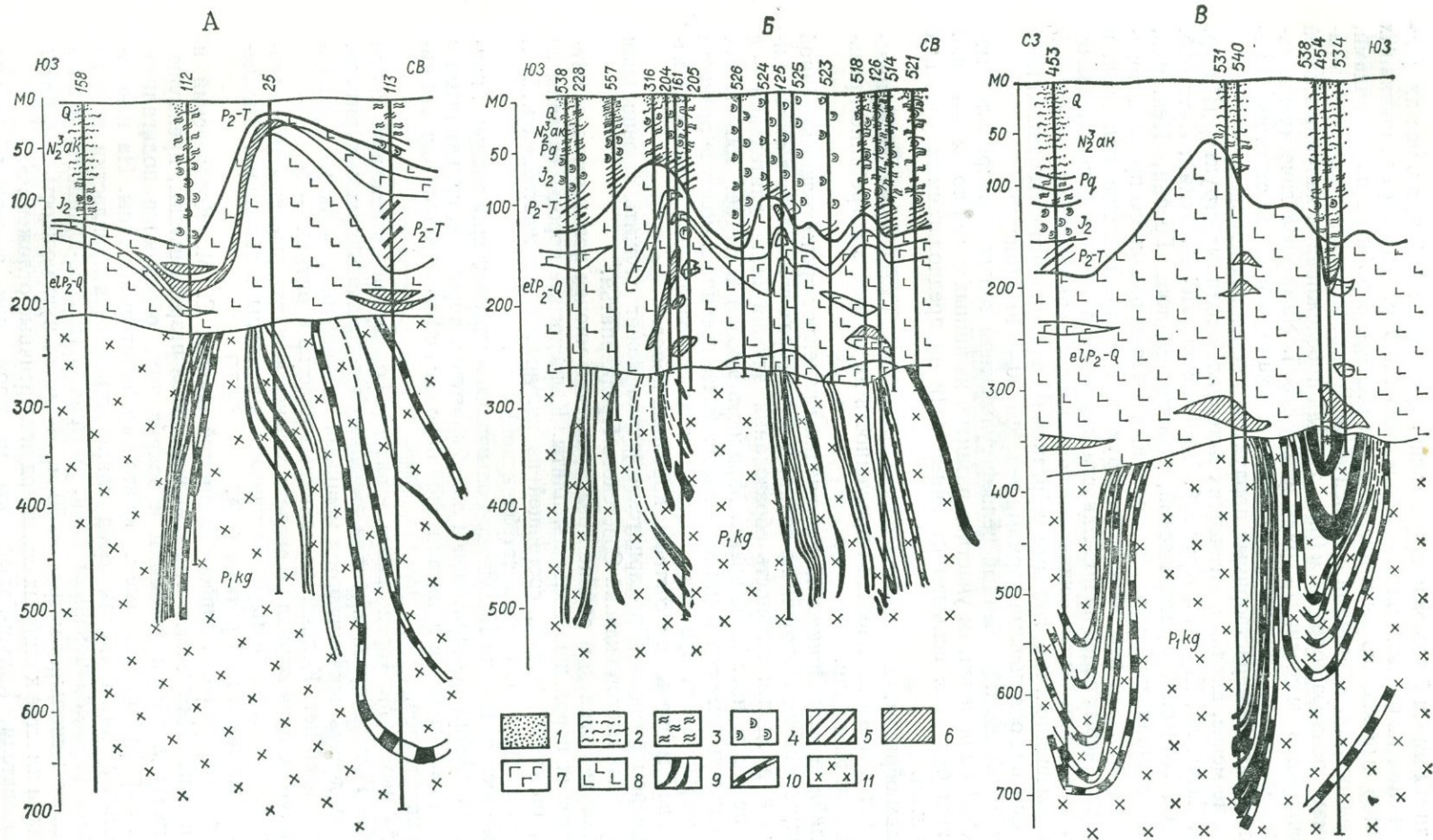


Рис. 2. Геологические разрезы Челкарского купола: А — по линии V—V, Б — по линии VIII—VIII, В — по линии скв. 336—74:
 1 — хвалынские пески; 2 — акчагыл; 3 — апшерон; 4 — средняя юра; 5 — пермтриас; 6 — глины гипсовой толщи; 7 — ангидриты гипсовой толщи; 8 — гипсы;
 9 — калийные соли; 10 — калиеносные породы; 11 — каменная соль.

грунтовыми водами, и особо подчеркивают меньшую мощность этой шляпы над пластами калийных солей.

Детальный анализ геологических материалов Голынского месторождения с построением геологических профилей показал, что исследователи месторождения не совсем правы в интерпретации данных толщ, образующихся при размыве коренных пород (рис. 3).

Во-первых, вмещающими калийные соли породами являются соленосные глины. При их размыве соли, содержащиеся в глинах, растворяются и выно-

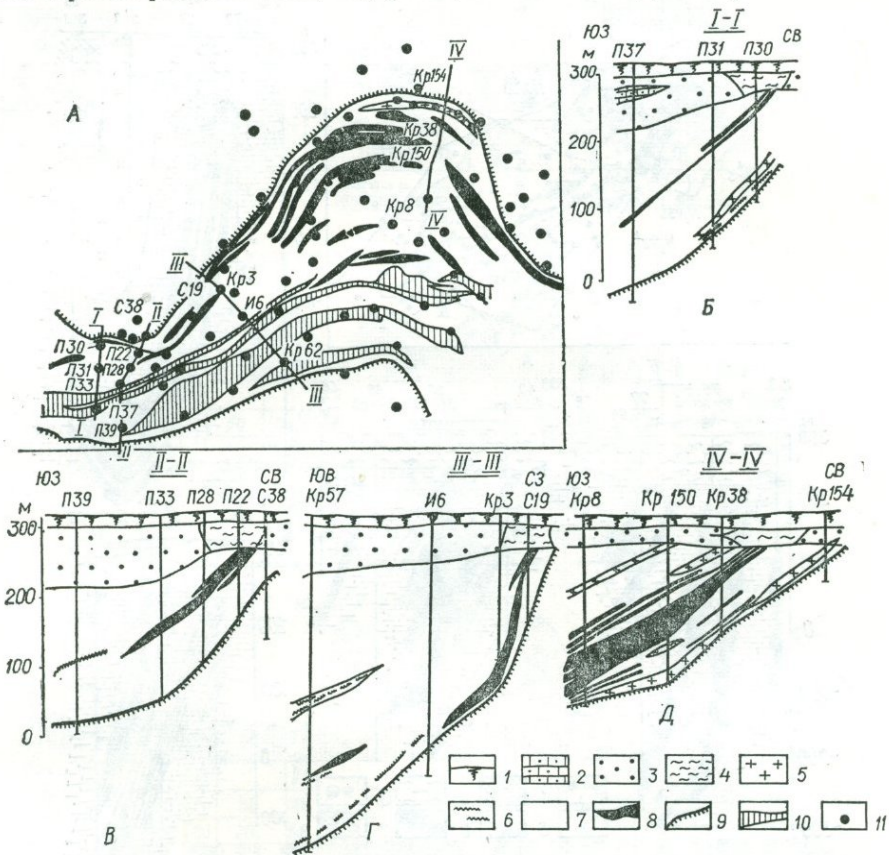


Рис. 3. Голынское месторождение:

А — схематическая карта (на отметке + 182 м, по С. М. Кореневскому, 1963), Б, В, Д — геологические разрезы (составили М. Диаров, Г. Утарбаев, 1969, по материалам Моршинской ГРП ЛГРЭ); 1 — четвертичные отложения, 2 — песчаники, 3 — глинистая шляпа, 4 — гипсово-глинистая шляпа, 5 — каменная соль, 6 — ангидриты, 7 — соленосные глины, 8 — калийные залежи, 9 — калущская свита, 10 — рассланцованные глины, 11 — разведочные скважины.

сятся подземными водами. Места растворенных солей заполняются илстыми, песчанстыми или другими терригенными образованиями.

Глины, лишенные солей в результате подземного выщелачивания и залегающие над коренными породами, наиболее правильно было бы выделить в самостоятельную толщу и назвать ее «глинистой шляпой». При детальном ознакомлении с разрезами буровых скважин было установлено полное отсутствие в глинистой шляпе гипсов.

Несколько иную картину мы наблюдаем при размыве пород калиеносной зоны. В калийных солях содержатся примеси полигалита, иногда ангидрита. Благодаря этому, при выщелачивании пород калиеносной зоны образуется гипсово-глинистая шляпа. В условиях Голынского месторождения гипсы встречаются исключительно над пластами калийных солей, и обнаружение гипсов указывает на наличие на глубине залежей калийных солей. Средняя мощность глинистой шляпы 51,4 м, а пород гипсово-глинистой толщи — 30 м.

С. М. Кореневский и К. Б. Донченко [6] в разрезе пород воротыщенской серии Стебникского месторождения выделяют пять горизонтов калийных солей. Два из них связаны с породами загорской свиты и три — верхневоротыщенской.

Калийные соли представлены каинитовыми, лангбейнитовыми, шенито-каинитовыми породами, реже сильвинитом и полигалитом.

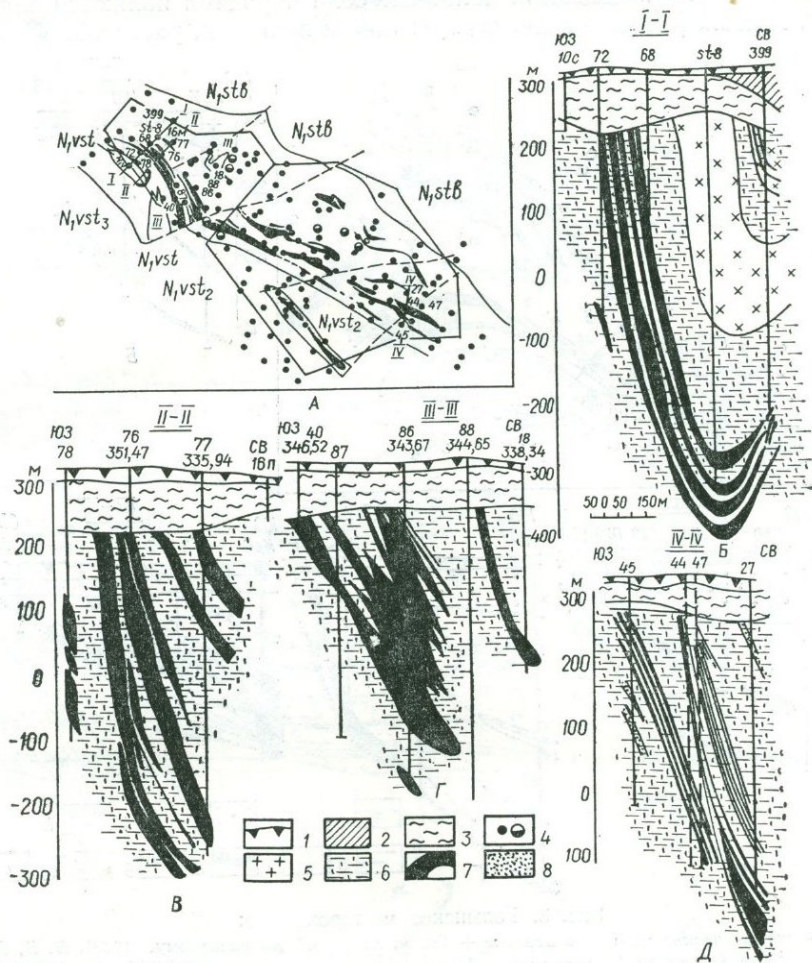


Рис. 4. Стебникское месторождение.

А — схематическая карта (на отметке +240 м, по С. М. Кореневскому, 1963); Б, В, Г, Д — геологические разрезы (составили М. Диаров, Г. Утарбаев, 1969, по материалам Моршинской ГРП); 1 — четвертичные отложения; 2 — стебникские отложения; 3 — гипсово-глинистая шляпа; 4 — скважины; 5 — глинистая каменная соль; 6 — соленосная песчано-глинистая брекчия; 7 — калийные залежи; 8 — соленосные песчаники.

Соленосные отложения воротыщенской серии при выходе на дневную поверхность подвергались значительному воздействию грунтовых вод. В результате их выщелачивания над пластами коренных пород образуются гипсово-глинистые и соляные шляпы.

Гипсово-глинистая шляпа представлена преимущественно глинистыми разностями пород с включениями линз и пропластков песчаных глин, песка, песчаника и гипса. Мощность пород толщи изменяется от 10—15 до 100 м и более.

На Стебникском месторождении наблюдается литологическая зависимость между коренными породами и их элювием, и исследователи региона вполне правы, рекомендуя наличие соляных шляп (полигалито-шенитовой, шенито-

воротыщенской серии участвуют довольно пестрые по литологическому составу глинистые, песчано-глинистые и песчанистые породы, обычно брекчированные солями, содержащие пласты калийных пород и каменной соли, в процессе выщелачивания которых образуются своеобразные слабопроницаемые и проницаемые зоны, крайне не выдержанные по простиранию, падению и мощности.

Проведенный нами анализ геологических материалов Стебникского месторождения и построение геологических разрезов (рис. 4) показали, что на участках распространения пород калиеносной зоны отложения гипсово-глинистой толщи имеют большую мощность. По четырем разрезам средняя мощность пород гипсово-глинистой шляпы над калиеносной зоной составляет 73 м, а мощность элювиальной шляпы в местах развития других соленосных отложений равна 49,3 м. Соотношение мощностей гипсово-глинистой шляпы над пластами соленосных пород и калиеносной зоны 1 : 1,47. Здесь, видимо, большую роль сыграло то, что интенсивность размыва пород калиеносной зоны была гораздо большей, чем вмещающих их соленосных отложений. Во многих случаях участкам распространения калиеносной зоны в рельефе соленосных пород соответствуют впадины.

В результате сравнительной обработки материалов соляных месторождений Советского Предкарпатья создается впечатление, что исследователи этого региона мало внимания уделяют изучению элювиальных образований.

Следует здесь еще раз подчеркнуть, что элювиальные образования развиваются исключительно по коренным породам и в строении элювиальной толщи отражаются все особенности распространения материнских пород. Естественно, что некоторые сведения по соляным породам можно получить, изучая их элювий (рис. 5).

Кстати, в литературе пока еще нет сведений о детальном расчленении гипсово-глинистой толщи Предкарпатья.

По аналогии с Прикаспийскими месторождениями в составе элювиальной толщи Предкарпатья можно было бы выделить (рис. 6): а) серые глины с включениями, гнездами гипса и песчаника; б) характерный элювий (к нему прежде всего следует отнести прослой и пласты гипсов, которые в коренном залегании должны соответствовать полигалитам), розовые или красные элювиальные отложения над пластами сильвинитов, черные глинистые образования над пластами темных пород и т. д.); в) привнесенные в элювиальную толщу по трещинам и пустотам песчано-глинисто-илистые отложения. Для них характерна плохая отсортированность пород; г) породы, сохраняющие свои литологические особенности в элювиальной толще — песчаники, рассланцованные глины, аргиллиты переходят в элювиальную толщу благодаря очень плохой растворимости в воде, без заметных изменений, сохраняя свои литологические особенности.

Из особенностей строения элювиальных образований в поисках калийных солей Предкарпатья могут быть использованы:

1. Морфологическая выраженность в рельефе элювиальных образований некоторых разновидностей пород гипсово-глинистой шляпы. Песчаникам, аргиллитам, рассланцованным глинам в рельефе элювиальных отложений будут соответствовать положительные формы рельефа — гряды, валы, сопки. Относительно их можно прогнозировать участки распространения калийных солей.

Судя по материалу Стебникского месторождения, во многих случаях благодаря хорошей растворимости калийных солей местам развития их соответствуют пониженные участки поверхности соленосных пород. Не исключена возможность соответствия лощин, впадин поверхности элювиальной толщи калиеносным зонам коренных пород, поскольку калийные соли характеризуются меньшим содержанием нерастворимых продуктов по сравнению с вмещающими их соленосными породами.

2. Наличие в составе элювиальной толщи соляных шляп, пластов и прослоев гипсов, соответствующих в коренном залегании полигалитам, и розовых, красных, темнобурых пород элювия, формирование которых нередко происходит при размыве сильвинитов; по конкретным составам элювия можно судить,

Прикаспийская впадина

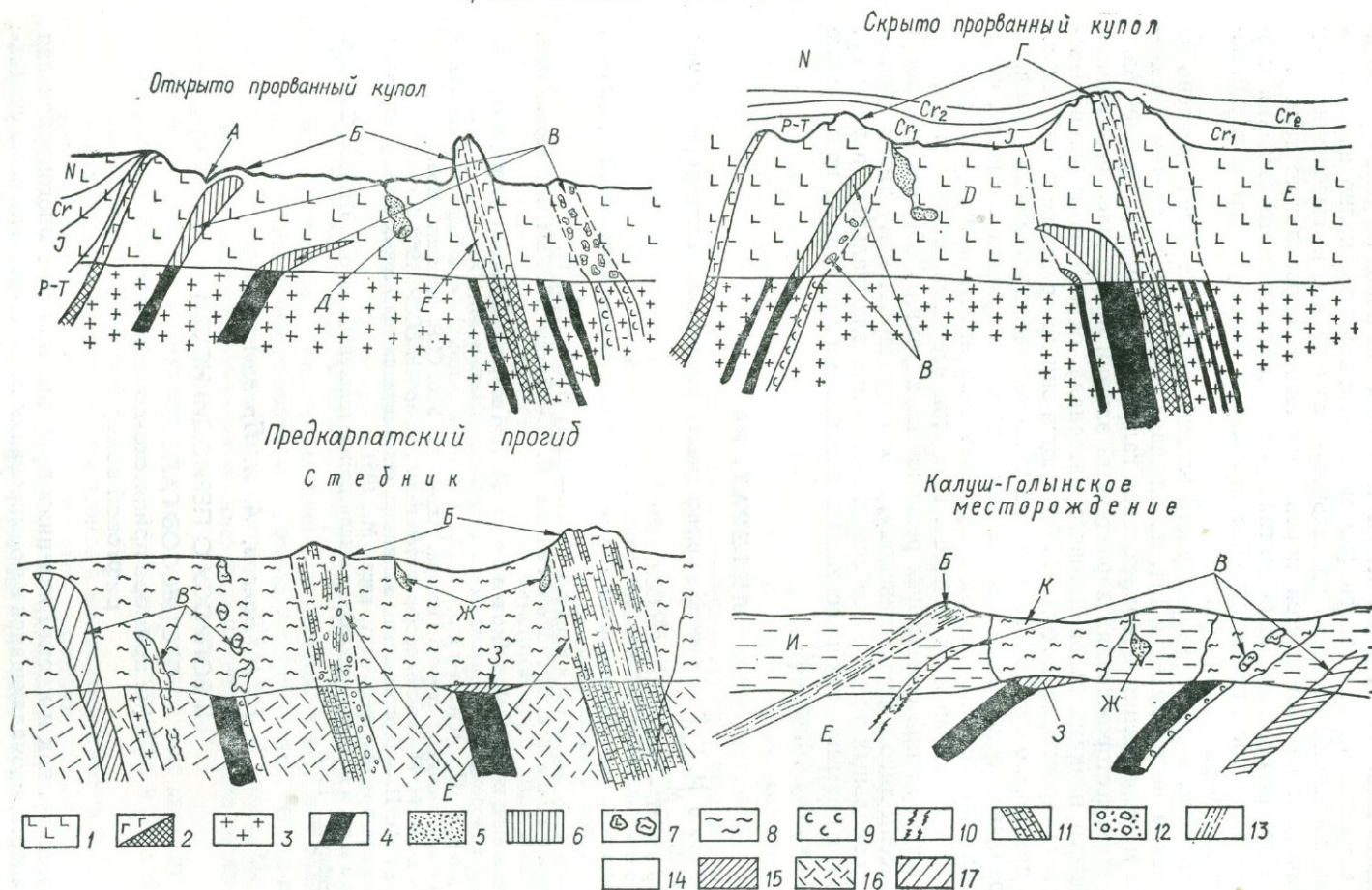


Рис. 6. Генетическая схема строения элювиальных образований:

1 — гипсы, 2 — ангидриты гипсовой и соляной толщ, 3 — каменная соль, 4 — калийные соли, 5 — песчано-иловые отложения, 6 — карбонаты, глины, 7 — розовые гипсы и красноцветные элювиальные образования, 8 — гипсово-глинистая шляпа, 9 — сильвиниты, 10 — прослой полигалитовой породы, 11 — песчаники, 12 — конгломераты, 13 — переслаивание рассланцованных глин и песчаников, 14 — соленосные глины, 15 — глинистые образования, 16 — брекчии, 17 — характерный элювий. А — цепочки карстовых форм, Б — морфологическая выраженность элювия калиеносной зоны, Д — привнесенные по карсту образования, Е — породы, В — характерный элювий, Г — морфологическая выраженность элювия калиеносной зоны, Д — привнесенные по трещинам и пустотам образования, З — соляная шляпа, И — глинистая шляпа, К — гипсово-глинистая шляпа.

какая часть разреза соленосной толщи вскрыта и где можно ожидать распространения калиеносных отложений.

Нам кажется необходимым при поисках калийных солей Предкарпатья производить дешифрирование литологии соленосных пород по рельефу элювиальных образований и по топографии местности; наиболее полно изучить составы элювиальных отложений с детальным расчленением и выделением всех литологических разновидностей пород, слагающих элювиальную толщу.

На некоторых локальных поднятиях Верхнекамского месторождения элювий калиеносной зоны также выражается в морфологии сульфатной толщи положительной формой рельефа.

Кроме того, наличие характерного элювия калийных солей отмечено на Старобинском месторождении [5], на площади локальных поднятий Верхнекамского месторождения, в верхнеюрской галогенной формации Средней Азии [8]. На этих месторождениях характерный элювий представлен небольшими по мощности пачками галопелитового материала, окрашенного в вишнево-бурый цвет гидроокислами железа. Образуются они при размыве калийных солей. По ним можно судить о наличии на глубине залежи калийных пород.

Проанализировав геологические материалы, мы пришли к выводу, что в указанных соленосных регионах существует зависимость между соляными и соленосными породами и их элювием. При этом все элювиальные отложения галогенных формаций соленосных регионов по характеру образования могут быть отнесены либо к прикаспийскому, либо к прикарпатскому типам образования элювиальных толщ, а особенности строения элювиальных толщ могут служить как прямыми, так и косвенными поисковыми критериями на калийные соли галогенных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений солей. Изд-во МГУ, М., 1962.
2. Диаров М.— Вестн. АН Каз.ССР, 1960, 8.
3. Диаров М.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол., 1966, 6.
4. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формации) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
5. Кислик В. З., Лупинович Ю. И.— ДАН БССР, 1964, 11.
6. Корневский С. М., Донченко К. Б.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, 99.
7. Корневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы. «Недра», М., 1966.
8. Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент, 1964.
9. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, 1962, 3.
10. Фивег М. П.— Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов. Автореф. докт. дисс., М., 1961.
11. Яржемский Я. Я.— Калийные и калиеносные галогенные породы. «Наука», Сиб. отд., Новосибирск, 1967.

Н. И. Банера, А. Л. Протопопов

К ВОПРОСУ О ПЕРИОДИЧНОСТИ ПРОЦЕССОВ ГАЛОГЕНЕЗА (на примере припятско-донецкой рифтовой зоны)

Галогенезу, как и многим явлениям природы, присуща многопорядковая периодичность, проявляющаяся в формировании последовательно чередующихся наборов пород, слагающих галогенные формации. Эта периодичность галогенеза является следствием проявления главным образом климатических и тектонических факторов, регулирующих поступление в солеродные бассейны океанических вод и вод суши и испарение их в условиях аридного климата.

В работе А. В. Шнитникова [15], касающейся общих черт циклических изменений уровней озер и увлажненности территории Евразии в связи с солнечной активностью, приведены обобщенные сведения о периодичности таких явлений, как солнечная активность, метеорологические, климатические, гидрологические, геофизические и ботанические. Существование 11, 30—40, 80—90, 250—300, 600, 900, 1500 и 1800-летней продолжительности циклов привело этого исследователя к выводу, что «перечисленные циклы создают непрерывную цепь, причем продолжительность каждого последующего, как правило, в три или, реже, в два раза превышает предыдущий». Вместе с тем известна трех-четырёхлетняя периодичность в природе по чередованию засушливых лет, колебаниям среднемесячных отметок уровней воды озер и т. д., так что и эта продолжительность циклов, наряду с годичной, примерно соответствует отмеченной А. В. Шнитниковым кратности явлений природы.

Рассмотрим основные черты периодичности девонского галогенеза в Припятско-Донецкой рифтовой зоне. Здесь разрез девона представлен сульфатно-терригенно-карбонатно-соленосными комплексами средне-(живетский ярус) и позднедевонского (франский и фаменский ярусы) возраста.

В Припятской впадине — западной части авлакогена — принято расчленять отложения девона на ряд толщ: подсолевую — терригенно-карбонатную, нижнюю солевую, межсолевую — глинисто-карбонатную, верхнюю солевую и надсолевую — глинисто-мергельную [13 и другие].

Подсолевая толща по литофациальному признаку подразделяется на два комплекса, терригенный (нижний) и карбонатный. Терригенный комплекс, залегающий на различных горизонтах эокембрия (западная часть впадины) или непосредственно на кристаллическом фундаменте, охватывает пярнуско-наровскую серию и лужский горизонт живетского яруса среднего девона и нижнещигровский горизонт франского яруса позднего девона. Пярнуско-наровская серия подразделяется на три пачки: карбонатно-песчаную (нижнюю), сульфатно-доломито-мергельную и доломито-мергельно-глинистую. Средняя, сульфатно-доломито-мергельная пачка (нижненаровский подгоризонт) представлена преимущественно доломитовыми мергелями и доломитовыми глинами, реже доломитами с тонкими (5—10 см) прослоями сульфатных (гипс, ангидрит) образований. Последние составляют от 3 до 8% общей массы пород, слагающих эту пачку. В районе с. Виши в скв. Р-1 внутри пачки встречен прослой галита [13]. Эта находка свидетельствует о том, что галогенез в Припятской впадине достиг в ранненаровское время стадии садки каменной соли. Масштабы солевого накопления не установлены, тем более, что каменная соль могла быть размываема или выщелочена в постседиментационное время. В районе поселка Брагина сульфатных пород нет. Сульфатность и близкий Припятской впадине тип разреза пярнуско-наровской серии установлены в пределах Белорусского массива в районе Полоцка, Могилева и за пределами Белоруссии [13]. Пярнуско-наровские галогенные образования Припятской впадины являются осадками периферической части обширного Среднерусского среднедевонского бассейна (Московская синеклиза и ее обрамление) повышенной и высокой солености, связанного проливами на юго-западе и, вероятно, северо-западе, северо-востоке и юго-востоке с морскими бассейнами соседних областей. В раннеэфельское время в центральной части Московской синеклизы интенсивно шла садка каменной соли (морсовский горизонт).

Карбонатный комплекс подсолевой толщи расчленяется на две части: нижнюю (верхнещигровский, семилукский и петинский горизонты) и верхнюю (воронежский и частично евлановский горизонты).

В верхах нижнещигровского горизонта и в основном в нижней и средней частях разреза верхнещигровского горизонта залегают глинистые доломитовые известняки с прослоями ангидрита и ангидрито-карбонатных пород (сульфатов до 4—5%). Сульфатные образования есть также в подошве (местами), средней и верхней (неповсеместно) частях разреза воронежского горизонта и внутри подсолевой части евлановского горизонта. Таким образом, в Припятской впадине во время отложения подсолевой толщи галогенез

достигал стадии садки сульфатов четырежды — в ранненаровское, шигровское (главным образом среднешигровское), воронежское, раннее влановское время. Середина и конец евлановского времени ознаменовались накоплением в Припятской впадине мощной (до 1200 м на юго-востоке) нижней солевой толщи евлановско-ливенского возраста.

Днепровско-Донецкая часть авлакогена отделялась в девоне от Припятской его части подводной перемычкой — Черниговско-Брагинским выступом фундамента, однако благодаря существованию связи между впадинами основные горизонты девона развиты в обеих впадинах. Относительно сопоставимости сульфатно-соленосных комплексов в этих впадинах мнения исследователей расходятся. В частности, в работе А. С. Махнача и др. [12] отмечается, что обе соленосные толщи — нижняя евлановско-ливенская и верхняя, елецко-лебедянско-данковская (в ДДВ — елецкая) — и разделяющая их межсолевая задонско-елецкая толща одновозрастны в обеих впадинах. А. Я. Ларченков и В. И. Хныкин [10] выделяют в разрезе девона Днепровско-Донецкой впадины не две, а три соленосных толщи — раннефранскую, или среднедевонскую, воронежско-ливенскую и данково-лебедянскую, причем отмечают максимальные соленасыщенность и мощность (от 300 до 1500—2000 м) нижней толщи, придавая ей главную роль в формировании соляных куполов.

Процессы галогенеза, по мнению этих исследователей, проявились и в средней соленосной толще, но значительно позже, тогда как верхняя соленосная толща, формирующая соляные структуры Припятской впадины (где мощность ее достигает более 2000 м), в Днепровско-Донецкой впадине маломощна, развита лишь на северо-западе и в соляном тектогенезе не участвует. Мощность нижней межсолевой (для ДДВ) карбонатной толщи с примесью туфогенного материала (возможно, пашийско-семилукского возраста), залегающей между нижней и средней соленосными толщами, достигает 2500—3000 м. Данные о наличии и мощностях средней соленосной, второй снизу межсолевой, верхней соленосной и надсолевой хемогенной толщ в этой работе А. Я. Ларченкова и В. И. Хныкина не приводятся.

З. Г. Волошина и И. В. Галицкий [1] датируют верхнефранскую галогенную формацию алатырско-воронежско-ливенским временем (богачанская, исачковская и удайская свиты), причем каменная соль установлена уже в верхней части алатырского горизонта (богачанская свита) в составе трех пластов. Данные о наличии в Днепровско-Донецкой впадине соленосной толщи древнее «верхнефранской галогенной формации» в этой работе не приводятся.

Таким образом, «терригенной» снизу и «карбонатной» сверху подсолевой толще (мощность до 450 м) девона Припятской впадины с ее четырьмя сульфатсодержащими интервалами — ранненаровским, шигровским, воронежским и раннеевлановским — соответствуют в Днепровско-Донецкой впадине мощная (до 2000 м) нижняя соленосная толща пярнуско-наровского либо шигровского возраста (в последнем варианте наровский горизонт здесь, как и в Припятской впадине, включает в себя лишь сульфатные отложения), мощная (до 2500—3000 м) нижняя межсолевая толща и нижняя часть (алатырско-воронежско-раннеевлановского возраста) средней соленосной толщи. Следовательно, общепринятое для Припятской впадины наименование «подсолевая» толща для Днепровско-Донецкой части рифтовой зоны, где более полно представлен разрез нижней и средней частей девонского галогенеза, неприменимо, равно как и для наровского времени в Московской синеклизе, представлявшей с Припятской и, вероятно, с Днепровско-Донецкой впадинами единый солеродный бассейн.

Эти три девонские галогенные толщи, выполняющие Припятско-Донецкий авлакоген, Московскую синеклизу с ее обрамлением, Приволжскую моноклиналь и западную часть Прикаспийской впадины, являются осадками кульминационных полустадий трех элементов макропериодичности среднедевонско-раннекаменноугольного галогенеза. Последний в свою очередь является одним из элементов (наиболее ранним этапом) позднепалеозойско-среднемезозойского галогенеза, вторым элементом которого является позднекаменноугольно-раннепермский, а третьим — позднепермско-триасово-юрский (возможно,

только триасово-юрский) галогенез. Позднепермский галогенез отделен нами от раннепермского и приобщен к триасово-юрскому на том основании, что мощность негалогенных образований уфимско-раннеказанского возраста достигает в Прикаспийской впадине более тысячи метров, а также вследствие близости позднепермских, триасовых и юрских галогенных толщ Западной Европы.

Сульфатные образования позднеокского и позднесерпуховского надгоризонтов раннего карбона на востоке Восточно-Европейской платформы [4] отождествляются авторами с концом («всплеском») завершающего, четвертого этапа в конце регрессирующей стадии среднедевонско-раннекаменноугольного галогенеза, а пласты ангидритов позднего карбона (гжелский ярус) — с началом прогрессирующей стадии второго элемента позднепалеозойско-мезозойского галогенеза. Негалогенные образования среднего карбона отнесены авторами к базальному комплексу позднекаменноугольно-раннепермского галогенеза.

В разрезе верхней елецко-данково-лебединской соленосной толщи северо-западной части Припятской впадины выделено [6, 5, 16, 17, 2, 11, 7, 8, 9] несколько порядков периодичности («ритмичности», «цикличности») осадконакопления.

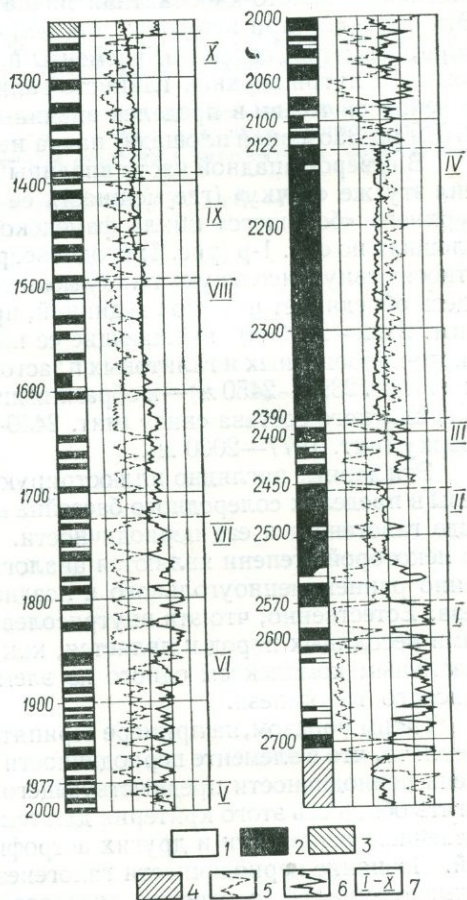
I порядок — элементарные годовые ритмы, разграниченные прослоями галопелитовых, ангидритовых, карбонатных и смешанного состава образований мощностью от долей до нескольких миллиметров; мощности ритмов на стадии формирования карбонатно-глинистых пачек составляют 10—20 мм, галитовых пачек — от 1—4 до 12—20 см и более.

II порядок — короткопериодические ритмы (пакеты) мощностью 5—40 см, разграниченные прослоями несоляных пород, мощность которых изменяется от 2 до 4—6,5 см; продолжительность их составляет от 2—6 до 10—13 лет.

III порядок — вековые ритмы мощностью от 0,6 до 2 м, разграничены они базальным галопелитовым слоем мощностью 4—20 см, насчитывают в своем составе 60—120 годовых ритмов.

IV порядок — многовековые циклы мощностью от 10 до 30 м, разграниченные базальными слоями несоляных пород, мощностью 0, 5—1,0 реже — 1,5—1,8 м.

В чередовании соляных и несоляных пачек также отражается определенный порядок периодичности соленакпления [6, 16, 2, 5]. В соляных пачках установлено [8] от одного до пяти (чаще два-три) многовековых циклов. По-видимому, наличие двух-четырех годичных комплектов внутри «пакетов» (ритмов II порядка) есть проявление трех-четырёхлетней периодичности галогенного осадконакопления. Соляные пачки с их двумя-тремя многовековыми цик-



Скв. 1-р. Заозерная. Геологический разрез позднедевонской соленосной толщи.

1 — соляная пачка, 2 — пачка глинисто-карбонатных пород, 3 — надсолевая толща девона, 4 — межсолевая толща, 5 — диаграмма ГК, 6 — диаграмма НГК, 7 — пачки пород по И. Н. Шебуевой (Дикенштейн, Левина и др., 1959).

лами являются кульминационными полустадиями следующего после «многовекового» цикла порядка периодичности. Рядовые глинисто-карбонатные пачки (при полном разрезе цикла), по-видимому, содержат снизу и сверху по три-четыре многовековых цикла соответственно завершающего и начального этапов в соседних элементах периодичности еще более высокого порядка.

Редко более мощные либо представленные отложениями более интенсивного расслоения бассейна глинисто-карбонатные пачки разграничивают интервалы разреза, охватывающие один-два или три-четыре набора (набор — рядовая глинисто-карбонатная пачка снизу, соляная пачка сверху; рис.). Эти один-два (при неполных циклах) или три-четыре (при полных циклах) набора, вероятно, отражают элементы периодичности галогенеза следующего порядка. Внутри верхней глинисто-галитовой (калиеносной) подтолщи верхней соленосной толщи в пределах впадины установлена [3, 14] наиболее мощная (до 270 м на Заозерной площади) пачка несолевых пород — «внутрисолевая» толща.

В северо-западной части впадины (район Старобина) В. Н. Щербина выделил эту же «пачку» (где мощность ее всего 37 м) в качестве базального слоя верхнего «большого» цикла фаменского соленакопления [16]. На Заозерной площади по скв. 1-р (рис. 1) к одновозрастным этой пачке отложениям авторы относят «внутрисолевую» толщу мощностью 593 м (инт. 1977—2570 м), которая здесь объединяет помимо срединной, преимущественно несолевой части разреза (инт. 2122—2390 м) вмещающие ее пачки, представленные чередованием глинисто-карбонатных и галитовых пластов — верхнюю (инт. 2060—2122 м) и нижнюю (инт. 2390—2450 м) — и обрамляющие их пачки преимущественно глинисто-карбонатного состава снизу (инт. 2450—2570 м) и галитово-глинистого состава сверху (инт. 1977—2060 м).

Эти данные наглядно иллюстрируют то положение, что более полные разрезы в пределах солеродного бассейна несут значительно больше информации о ходе галогенеза и его периодичности. Интервалы 2060—2122 и 2390—2450 м до некоторой степени являются аналогами (двумя порядками ниже) соответственно раннекаменноугольного и позднекаменноугольного «всплесков» галогенеза. Естественно, что эта внутрисолевая толща несоизмерима с другими пачками несоляных пород и является, как это установил В. Н. Щербина [16], базальным комплексом одного из элементов макропериодичности позднефаменского галогенеза.

Таким образом, на примере Припятско-Донецкой рифтовой зоны подтверждается то, что в элементе периодичности одного порядка содержится три-четыре члена периодичности предшествующего порядка. Последнее позволяет предполагать общность этого критерия для тектонических и климатических факторов, солнечной активности и других астрофизических явлений в масштабе Вселенной. Познание периодичности галогенеза, достоверная корреляция отдельных порядков-циклов с учетом литолого-фациальных переходов в различных частях солеродного бассейна позволяют надежно коррелировать и стратифицировать галогенные разрезы, выяснять особенности палеогеографии, палеотектоники и другие данные, необходимые для более полного познания геологического прошлого изучаемых регионов, выяснения закономерностей формирования связанных с галогенными формациями и контролируемых ими полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волошина З. Г., Галицкий И. В. — В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. «Наукова думка», К., 1971.
2. Горкун О. П. — Труды ВНИИГ, 1964, 45.
3. Дикенштейн Г. Х., Левина Л. М. и др. — Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии. Гостоптехиздат, Л., 1959.
4. Ефремов П. Е. Влияние сульфатно-галогенных отложений перми на тектоническое строение и нефтегазоносность Куйбышевско-Оренбургского Заволжья. Автореф. канд. дисс. Куйбышев, 1968.
5. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. и др. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961, 68.
6. Кириков В. П. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, 11.

7. Кислик В. З.— Зоны замещения сильвинитов каменной солью на 2-м калийном горизонте Старобинского месторождения и условия их образования. Автореф. канд. дисс. Минск, 1966.
8. Кислик В. З., Лупинович Ю. И., Ерошина Д. М.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1969.
9. Курочкин В. П.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. «Наука и техника», Минск, 1970.
10. Ларченко А. Я., Хныкин В. И.— В кн.: Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. «Наука и техника», Минск, 1970.
11. Лупинович Ю. И.— ДАН БССР, 1964, 8,2.
12. Махнач А. С., Бритченко А. Д., Фещенко Н. И.— В кн.: Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. «Наука и техника», Минск, 1970.
13. Махнач А. С., Корзун В. П. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. «Наука и техника», Минск, 1966.
14. Познякевич З. Л.— В кн.: О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Припятской впадины. М., 1964.
15. Шнитников А. В.— Бюлл. Ком. по иссл. солн. 1949, 3—4 (17—18).
16. Щербина В. Н.— ДАН СССР, 1960, 131, 2.
17. Щербина В. Н.— ДАН БССР, 1962, 6, 8.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Китык В. И., Петриченко О. И. Соленосные образования Украины, связанные с ними полезные ископаемые и перспективы их использования в народном хозяйстве	5
Доленко Г. Н. К вопросу о закономерностях распространения солянокупольных структур в нефтегазоносных провинциях	14
<u>Журавлев В. С.</u> Проявление соляной тектоники в современных глубоких морях и океанических впадинах	25
Айзенштадт Г. Е.-А., Горфункель М. В. О единой классификации соляно-тектонических и магматических форм	32
Гавриш В. К., Рябчун Л. И. Роль глубинных разломов в накоплении соленосных формаций Днепровско-Донецкой впадины	36
Разницын В. А. Развитие авлакогена Большого Донбасса и девонское соленакопление в Днепровско-Донецкой впадине	41
Фивег М. П. Вулканизм и соленакопление	47
Джиноридзе Н. М., Раевский В. И. Некоторые вопросы галогенеза	52
<u>Кудрявцев Н. А.</u> Новые данные о метасоматическом происхождении «эвапоритов»	60
Созанский В. И. Некоторые замечания по вопросам галогенеза.	66
Петриченко О. И. Включения в минералах как источник информации об условиях солеобразования	70
Петриченко О. И., Сливко Е. П., Шайдецкая В. С. О составе рапы древних солеродных бассейнов на территории Украины	73
Утробин В. Н. Положение и роль галогенных формаций среди моласс Предкарпатского краевого прогиба	77
Гуржий Д. В. Литологические особенности и условия седиментации галогенных образований Предкарпатского и Закарпатского прогибов	86
Казанцев О. Д., Аксенов А. А., Бражников Г. А., Ермаков В. А., Пескова А. Я., Одолев О. Г., Катихин В. Р. Пути изучения гало- и тектогенеза юго-западной части Прикаспийской впадины	91
Горфункель М. В., Слепакова Г. И. О характере прогибания Прикаспийской впадины в поздней перми, мезозое и кайнозое	100
Кузнецов В. Г., Каламкаров Л. В. Сравнительный анализ палеозойских соленосных толщ юга Восточно-Европейской платформы	108
Аванесян М. Т., Гейман Б. М., Кравченко К. Н. Особенности проявления соляной тектоники в Восточной Туркмении	113
Атеев А. Е. Геологическая структура и методика разведки эксплуатируемых месторождений каменной соли в СССР	119
Бокун А. Н. О некоторых результатах тектонофизического моделирования соляных структур Солотвинской впадины	127
Корневский С. М. Закономерности размещения комплекса полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями и вмещающими их толщами	133
Климов М. А. Калиеносные галогенные формации Предкарпатья и перспективы поисков месторождений калийных солей	146
Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. Континентальный галогенез и связанные с ним полезные ископаемые (на примере содоносных отложений)	156
Благовидов В. В. Континентальные соленосные формации Средней Азии	162
Бритченко А. Д., Довбуш Л. А., Китык В. И., Конonenko Л. П., Супрун К. С., Фещенко Н. И. К вопросу фациальных замещений и перспектив нефтегазоносности девонских соленосных отложений в южной краевой зоне Днепровско-Донецкой впадины	166

Колодий В. В. Некоторые гидрогеологические особенности районов развития соленосных формаций	171
Козлов С. С., Липницкий В. К., Ходьков А. Е. О гидродинамической и гидрогеохимической взаимосвязи подземных вод соленосных отложений и надсолевых пород (на примере Стебникского месторождения калийных солей) . .	176
Валяшко М. Г., Богашова Л. Г., Борисенков В. И., Садыков Л. З., Волкова Н. Н. Формирование химического состава поровых растворов соленосных глин Стебникского месторождения калийных солей . . .	183
Вульчин Е. И., Ветров Ю. И., Зелизна С. Т., Саксеев Г. Т. Месторождения самородной серы и перспективы сероносности на территории Украинской ССР	191
Отрешко А. И. Типы кепроков и перспективы сероносности солянокупольных структур	196
Павлов Д. И. Метаморфизм каменной соли в контактовых зонах долеритовых интрузивов и некоторые вопросы формирования железосных гидротерм	204
Малеев Е. Ф. О вулканизме Предкарпатья и влиянии его на формирование месторождений полезных ископаемых соленосных моласс	209
Диаров М., Утегалиев С. Особенности строения элювиальных образований, поисковый критерий на калийные соли	214
Банера Н. И., Протопопов А. Л. К вопросу о периодичности процессов галогенеза (на примере Припятско-Донецкой рифтовой зоны)	224

**Геология и полезные ископаемые
соленосных толщ**

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР*

Редактор А. И. Гукова
Художественный редактор И. П. Антонюк
Оформление художника К. Г. Лычаковского
Технический редактор М. А. Притыкина
Корректор З. П. Школьник

Сдано в набор 16.X 1973 г. Подписано к печати 27.III 1974 г.
БФ 00226. Зак. № 4-1413. Изд. № 387. Тираж 800. Бумага № 1,
70×108¹/₁₆. Печ. физ. листов 15,0+1вкл. Усл.печ. листов 21,17.
Учтно-изд. листов 22,26. Цена 2 руб. 47 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкинига» Госкомиздата УССР, г. Киев, ул. Довженко, 3 на Харьковской книжной фабрике «Коммунист» республиканского производственного объединения «Полиграфкинига» Госкомиздата УССР, Харьков, ул. Энгельса, 11

Соленосные образования Украины, связанные с ними полезные ископаемые и перспективы использования их в народном хозяйстве. К и т ы к В. И., П е т р и ч е н к о О. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 5.

На территории Украинской ССР соленосные образования известны в Днепровско-Донецкой впадине (девон, пермь), в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (девон, юра, миоцен), в Предкарпатском и Закарпатском прогибах (миоцен). С галогенными отложениями связаны месторождения каменной и калийно-магниевых солей, эксплуатируемые источники минеральных вод, проявления серы, ртути, полиметаллов. Кроме того, соли содержат целый ряд микроэлементов (бром, литий, рубидий, стронций). К структурам, образовавшимся в результате тектонических процессов, приурочены залежи нефти, газа и углей. Перспективы использования полезных ископаемых, связанных с галогенными отложениями, в значительной мере зависят от своевременного применения комплексных методов изучения толщ. Особое внимание обращается на необходимость исследования пород кепроков соляных куполов.

Библиогр. 37, рис. 2.

К вопросу о закономерностях распространения солянокупольных структур в нефтегазоносных провинциях. Д о л е н к о Г. Н. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 14.

Анализ особенностей тектонического строения, а также условий накопления и распространения соленосных толщ в нефтегазоносных провинциях Румынских Восточных Карпат, Трансильванского бассейна, Закарпатского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины позволили выявить, что накопление соленосных толщ осуществлялось в периоды погружения территорий по системе глубинных разломов; накоплению соленосных толщ предшествовало проявление вулканизма и образование туфов и туфитов; мощность соляных масс увеличивается в направлении к наиболее прогнутым участкам территории осадконакопления; образование солянокупольных структур проходило, как правило, вдоль региональных разломов преимущественно продольного направления в заключительные фазы тектонического развития территорий, когда тектонические напряжения достигали своего максимального значения.

Рис. 9.

Проявления соляной тектоники в современных глубоких морях и океанических впадинах.

Ж у р а в л е в В. С. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 25.

В статье обобщены опубликованные сведения о проявлениях соляной тектоники в современных глубоких морях и океанических впадинах. Сделан вывод о том, что накопление мощных соленосных толщ в Прикаспийской и Североморской впадинах, а также во впадине Голф-Кост происходило в условиях некомпенсированного прогибания маломощных глубоководных отложений депрессионного типа и что соленосные отложения по отношению к ним были толщами заполнения.

Библиогр. 68, табл. 1.

О единой классификации соляно-тектонических и магматических форм. А й з е н ш т а д т Г. Е.-А., Г о р ф у н к е л ь В. М. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 32.

В статье отмечается сходство структурных форм, возникающих в результате процессов соляной тектоники и вулканической деятельности. Авторы предлагают пользоваться одними и теми же понятиями и терминами для характеристики соляных структур и магматических тел. Приводится схема классификации основных форм соляных тел и подсолевых структур.

Библиогр. 7, табл. 1.

Роль глубинных разломов в накоплении соленосных формаций Днепровско-Донецкой впадины. Г а в р и ш В. К., Р я б ч у н Л. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 36.

Изложенными в статье исследованиями установлено, что в пределах Черниговской седловины Днепровско-Донецкой впадины глубинные разломы докембрийского заложения оказывали определенное влияние на характер накопления соленосных формаций в девоне и в меньшей степени в перми.

Основную роль в соленаккумуляции играли продольные разломы, ограничивающие Днепровско-Донецкий грабен. Они способствовали проседанию отдельных наиболее ослабленных участков фундамента, обособлению лагун и садке мощных толщ соли в Грибоворуднянской, Седневской, Красловской и др. мульдах.

Поперечные же глубинные структуры обуславливали поднятие поверхности докембрийского фундамента, увеличение мощности девонских вулканогенных образований и отсутствие соленосных пород в разрезах евлановско-ливенских отложений.

Библиогр. 6, рис. 3.

УДК 551.240(477.6) + 553.631 (477.6)

Развитие авлакогена Большого Донбасса и девонское соленакопление в Днепровско-Донецкой впадине. Р а з н и ц ы н В. А. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 41.

На основании анализа материалов по геологии авлакогена Большого Донбасса и рассмотрения истории его развития делается вывод о том, что в девонское время здесь существовали платформенные условия. Заложение грабена произошло в позднефранское время. С процессом формирования грабена связывается возникновение елановско-ливенского и елецкого (или данково-лебединского) солеродных бассейнов. Дифференцированные смещения обусловили накопление во впадинах больших масс соли. Ставится под сомнение существование в Донбассе в каменноугольное время геосинклинального режима.

Библиогр. 18.

УДК 551.21+553.631

Вулканизм и соленакопление. Ф и в е г М. П. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 47.

На основании данных о геологическом строении соленосных территорий дается критическая оценка представлений о связи соленакопления с вулканическими процессами. Автор приходит к выводу, что проявление вулканизма, притом наземного, не могло играть в галогенезе решающей роли.

Библиогр. 20.

УДК 55.001:553.631(1)

Некоторые вопросы галогенеза. Д ж и н о р и д з е Н. М., Р а е в с к и й В. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 52.

Выявляются закономерности размещения галогенных толщ во времени и пространстве. Дается количественная оценка размещения галогенных толщ в современном структурном плане земной коры. Эти закономерности подтверждают некоторые положения, обнаруженные Ф. Лотце (1957), и дают основание рассматривать галогенез как процесс планетарный. Оценивается значение климатического фактора в процессе галогенеза прошлого с позиции палеомагнетизма. Показано, что прямой связи между распределением древних галогенных толщ и определенными палеоширотами нет. На основании приведенного материала, а также рассмотрения проблемы галогенеза в свете новых факторов и представлений по фундаментальным вопросам геологии высказывается предположение о формировании древних галогенных толщ эксгалиационно-осадочным путем.

Библиогр. 23, рис. 3, табл. 2.

УДК 553.631

Некоторые новые данные о метасоматическом происхождении «эвапоритов». К уд р я в - ц е в Н. А. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 60.

На основании данных о строении соленосных территорий автор приходит к выводу, что существующие концепции происхождения ископаемых солей, в частности представления о солеродных бассейнах несостоятельны. Автор развивает мысль о том, что процесс солеобразования представляет собой метасоматическое замещение карбонатных и глинистых, а иногда и изверженных пород солями.

Библиогр. 19, рис. 3.

УДК 552.53

Некоторые замечания по вопросам галогенеза. С о з а н с к и й В. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 66.

В статье доказывается, что мощные ископаемые соляные толщи не являются эвапоритовыми образованиями и их формирование не связано с выпариванием морской воды. Фактический геологический материал показывает, что соль — вещество глубинное, что она поступала в бассейны по разломам во время проявления тектонических движений.

Библиогр. 23.

УДК 550.4 : 552.53

Включения в минералах как источник информации об условиях солеобразования. П е т р и ч е н к о О. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 70.

Физико-химические параметры среды солеобразования могут быть установлены на основании данных исследования первичных включений в минералах галогенных пород. Методика изучения включений дает возможность конкретно судить о рН — Eh и химическом составе исходных растворов, о термодинамических условиях минералообразования в древнем солеродном бассейне, а также в период метаморфизма осадка, о составе и формах нахождения газов соленосных отложений.

УДК 550.4 : 552.53 (477)

О составе рапы древних солеродных бассейнов на территории Украины. Петриченко О. И., Сливко Е. П., Шайдецкий В. С. Геология и полезные ископаемые соленых толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 73.

На основании всестороннего исследования индивидуальных жидких включений в седиментационном галите разного возраста впервые получены объективные данные о химическом составе растворов, рН—Еh-параметрах среды в древних солеродных бассейнах, существовавших на территории Украины в девоне, перми и неогене. Приведены результаты исследования аутигенных минералов, которые в значительной мере помогают воспроизвести физико-химические условия образования соленосных толщ.
Библиогр. 7.

УДК 552.53 (477.5)

Положение и роль галогенных формаций среди моласс Предкарпатского прогиба. Утробин В. Н. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 77.

В разрезе нижних моласс Предкарпатского прогиба, представленных одиннадцатью конкретными формациями, выделяется семь динамических осадочных комплексов, сформировавшихся на протяжении отдельных циклов колебательных движений и соответствующих отдельным ярусам или подъярусам международной стратиграфической шкалы. Все эти комплексы регрессивные. Галогенные формации среди нижних моласс играют существенную роль и представлены тремя терригенно-соленосными и соленосно-гилсово-ангидритовой формациями, залегающими в нижней трансгрессивной части регрессивных комплексов. Эти формации характеризуются полифациальным составом. Отложение их происходило в условиях теплого гумидного климата в узких, вытянутых вдоль поднимающихся Карпат и ограниченных разломами бассейнов, обычно не соединяющихся с морями нормальной соленосности через промежуточные водоёмы. Анализ условий формирования галогенных формаций показывает, что основная масса солей в солеродные бассейны прогиба поступала за счет излияния высокоминерализованных рассолов по зонам глубинных разломов из глубоких горизонтов земной коры и верхней части мантии.

Библиогр. 17, рис. 3.

УДК 551.3.051 + 552.53 (477.5)

Литологические особенности и условия седиментации галогенных образований Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Гуржий Д. В. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 86.

На основании детальных исследований гранулометрических, минералогических, текстурно-структурных и других особенностей галогенных отложений и вмещающих их пород делается вывод о седиментационном происхождении эвапоритов в молассах Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Рассматриваются некоторые аспекты палеогеографии времени накопления солей данного региона.
Библиогр. 14, рис. 1.

УДК 551.3.051(470.4)

Пути изучения гало- и тектогенеза юго-западной части Прикаспийской впадины. Казанцев О. Д., Аксенов А. А., Бражников Г. А., Ермаков В. А., Пескова А. Я., Одолев О. Г., Катихин В. Р. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 91.

Рассмотрена аргументация существующих представлений о гало- и тектогенезе соленосной формации описываемого района. Сделан вывод о том, что все представления являются гипотезами и не одной из них нельзя отдать предпочтения.

Намечены дальнейшие пути изучения кунгурской толщи. Используя имеющиеся представления о соленакоплении и тектонике кунгурской соляной формации, авторы предлагают практическую рекомендацию с целью открытия погребенных подсолевых поднятий, с которыми связаны основные залежи нефти и газа. Предлагается методика поисков таких поднятий путем заложения «парных» скважин.
Библиогр. 32, рис. 8.

УДК 551.3.051 (470.4)

О характере прогибания Прикаспийской впадины в поздней перми, мезозое и кайнозое. Горфункель М. В., Слепакова Г. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 100.

Рост соляных штоков оказывает влияние на всю площадь межкупольных пространств. До 40% мощности толщ, выполняющих эти пространства, имеет комплексационное происхождение и не связано с региональным прогибанием. Значительная их часть сформировалась на фоне общего подъема территории. Следовательно анализ мощностей для восстановления геологической истории солянокупольных областей необходимо использовать с осторожностью, внося соответствующие поправки.

Библиогр. 9, рис. 6.

Сравнительный анализ палеозойских соленосных толщ юга Восточно-Европейской платформы. Кузнецов В. Г., Каламкаров Л. В. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 108.

Среди соленосных толщ палеозоя юга Восточно-Европейской платформы выделяются глубоководные моноциклические и мелководные моноциклические, отличающиеся строением, условиями образования, структурой и формациями подсолевого ложа, особенностями литологии и геохимии.

Накопление солевых отложений в обоих случаях происходит одинаково — путем заполнения солью образовавшейся ранее топографической депрессии. Однако в моноциклических толщах глубина депрессий весьма значительна, а в полициклических невелика и сами депрессии возникают многократно, чем обуславливаются различные особенности двух основных типов соленосной толщи.

Различаются также подстилающие соль отложения. Полициклические толщи залегают на мелководноморских или континентальных отложениях, моноциклические — на разнофациальных отложениях.

Для моноциклических толщ более характерны соляные купола, валы и т. п., менее выраженные в полициклических.

Отмеченные особенности соленосных толщ должны учитываться при поисках полезных ископаемых и геологических построениях.

Библиогр. 18.

Особенности проявления соляной тектоники в Восточной Туркмении. Аванесян М. Т., Гейман Б. М., Кравченко К. Н. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 113.

Предлагается новая трактовка некоторых вопросов геологического строения Репетекской зоны исходя из характера соотношения соляного тела с вмещающими отложениями. Выделяются три группы соляных структур, отличающихся между собой по высоте, стратиграфической глубине преднеогенового размыва и роли соленосной толщи в морфологии складок. Сделан вывод о том, что большинство дислокаций этой зоны представляют собой соленосные антиклинали, не осложненные соляными штоками.

Библиогр. 5, рис. 1.

Геологическая структура и методика разведки эксплуатируемых месторождений каменной соли СССР. Атеев А. Е. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 119.

В СССР шахтным способом эксплуатируется 5 месторождений каменной соли. Наиболее сложное внутреннее строение имеют Солотвинское, Илецкое и Аванское месторождения. Это типичные солянокупольные структуры с размытой поверхностью соляных штоков. Вмещающие породы с соляными штоками имеют тектонический контакт. Внутренняя структура соляных штоков представляет собой одну или несколько складок, четко картируемых по прослоям соли или сопутствующих соли инородных включений. Складки внутри соляных штоков нарушены сериями дизъюнктивных нарушений, определяющих их блоковую структуру. По тектоническим нарушениям в горные выработки проникают надсолевые и околосолевые воды, которые усложняют эксплуатацию месторождений. Определение внутренней структуры соляных залежей позволяет дифференцированно, по качеству производить выемку соли.

Рис. 7.

О некоторых результатах тектонофизического моделирования соляных структур Солотвинской впадины. Бокун А. Н. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 127.

На специально изготовленной установке проведено тектонофизическое моделирование соляных структур Солотвинской впадины Закарпатского внутреннего прогиба. При этом, соблюдались условия подобия в отношении скорости тектонических движений и физико-механических свойств горных пород — плотности, прочности, вязкости. В результате получена дополнительная информация о характере дислокаций надсолевой толщи. Установлено, что основным фактором, обуславливающим зарождение и рост соляных структур Солотвинской впадины, являются вертикальные блоковые подвижки подсолевого ложа.

Закономерности размещения комплекса полезных ископаемых с галогенными формациями и вмещающими их толщами. Кореневский С. М. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. «Наукова думка», К., 1974, с. 133.

Показано, что с галогенными формациями и вмещающими их толщами связан весьма разнообразный комплекс соляных и сопровождающих полезных ископаемых. Концентрация последних часто приходится на периоды резкого изменения режима солеродного бассейна, когда накопление терригенного материала сменялось отложением карбонатов, карбонатов — гипсом (ангидритом), сульфатов кальция — галитом и калийно-магниевыми солями.

Выявленные закономерности размещения различных полезных ископаемых по разрезу и по площади галогенных формаций, характер их приуроченности к различным типам формаций и литолого-фаціальным комплексам позволяют рекомендовать методы их прогнозирования. Библиогр. 25, рис. 3, табл. 1.

Калиеносные галогенные формации Предкарпатья и перспективы поисков месторождений калийных солей. Климов М. А. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 146.

В Предкарпатья выделяется две калиеносные галогенные формации — воротыщенская, аквитан-бурдигальского возраста, и стебникская, гельветского возраста (нижний миоцен). Признаки калийных солей встречаются также в выше расположенной галогенной формации верхнего тортона. Мощность воротыщенской формации в отдельных местах достигает 2000 м. Соленосные отложения стебникской свиты значительно меньше распространены, чем воротыщенские. Их максимальная мощность — 500—600 м. Общие разведанные запасы калийных солей по бассейну — около 4,5 млрд. т. Прогнозные запасы оцениваются в 5 млрд. т. Наиболее перспективными площадями для разведки на калиеносные галогенные формации являются площади Долина — Яворов, Лоева — Делятин, Ходновичи — Белина Великая, Селец — Дрогобыч — Моршин — Калуш. Библиогр. 7, рис. 3.

Континентальный галогенез и связанные с ним полезные ископаемые (на примере соленосных отложений). Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. — Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 156.

Континентальные соленосные отложения распространены наиболее широко в кайнозойских образованиях, реже — среди образований прошлых эпох начиная с нижнего палеозоя. Их разнообразие определяется физико-географическими и геотектоническими факторами. Устанавливается определенная зависимость типов континентального соленакопления на локальных участках от гидрохимических типов подземных и поверхностных вод, характера почвенного засоления, местных климатических и ландшафтных условий.

Среди континентальных соленосных отложений известны крупные промышленные месторождения содовых, сульфатных и калийных солей, иногда к ним приурочены промышленные залежи боратов и целлитового сырья, а в ряде случаев и промышленные концентрации рудных элементов (W, Li, Nb, Cu и др.). Библиогр. 18.

Континентальные соленосные формации Средней Азии. Благовидов В. В. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 162.

Континентальные соленосные отложения Средней Азии развивались с неогена. Они установлены во впадинах Ферганской, Восточно-Чуйской, Кочкорской и др. Для них характерна определенная вертикальная последовательность осадочных серий, в которой базальным членом является терригенная красноцветная толща палеоген-нижнемиоценового возраста. Выше залегает соленосная толща, перекрываемая глинисто-гипсовой соленосной или мергельно-глинистой толщами миоцена.

Соленосные формации межгорных впадин северного Тянь-Шаня имеют весьма сложное строение и состав, изменяющиеся по разрезу и его простиранию. Особенности строения и пространственного положения соленосных формаций позволяют сделать вывод о приуроченности эпох континентального соленакопления к этапам интенсивного химического выветривания в условиях слабой тектонической активности в стадию складчатости. Библиогр. 6, рис. 1.

УДК 553.631(477.5) + 553.982 (477.5)

К вопросу фациальных замещений и перспектив нефтегазоносности девонских соленосных отложений в южной краевой зоне Днепровско-Донецкой впадины. Бритченко А. Д., Довбуш Л. А., Китык В. И., Кононенко Л. П., Супронюк К. С., Фещенко Н. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 166.

Результаты разведочных работ показывают, что верхнефранская евлановско-ливенская соленосная толща распространена на всей территории южной краевой зоны Днепровско-Донецкой впадины. В ее состав, кроме каменной соли и ангидритов входят различной мощности пласты терригенных и карбонатных пород, которые при благоприятных структурных условиях могут содержать скопления нефти и газа. Рекомендуется при ведении нефтепоисковых работ изучать наряду с подсолевыми и межсолевыми отложениями также терригенные и карбонатные образования соленосной толщи.

Библиогр. 3, рис. 3.

УДК 551.496.3/8 + 552.53

Некоторые гидрогеологические особенности районов развития соленосных формаций. Колодий В. В. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 171.

Рассолы приурочены к осадочным бассейнам, в которых есть хемогенные отложения. В наибольшем соответствии с фактическим материалом находится гипотеза седиментационного происхождения основной массы подземных рассолов. Рассолы выщелачивания формируются в зоне активной циркуляции подземных вод.

Наличие в разрезах осадочных бассейнов соленосных толщ и крепких рассолов способствует сохранению в них водонапорных систем элизионного типа, что благоприятствует нефтегазонакоплению.

Библиогр. 8, табл. 1.

УДК 551.491 + 552.53 (477.8)

О гидродинамической и гидрогеохимической взаимосвязи подземных вод соленосных отложений и подсолевых пород. Козлов С. С., Липницкий В. К., Ходьков А. Е. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 176.

На Стебническом месторождении калийных солей распространены подземные воды четвертичных отложений, пород гипсово-глинистой шпалпы, терригенно-соленосных отложений воротыщенской серии и пород стебнижской серии.

Подсолевые породы, относящиеся к верхней гидродинамической зоне, образуют единый гидравлически связанный водоносный комплекс.

Соленосные отложения в основном практически водонепроницаемы. В редких случаях в них вскрываются рассолопроявления (менее 1 л/сутки). Здесь выделяется три группы постседиментационных рассолов, иногда гидравлически связанных с водами подсолевых пород, что обуславливает их разгрузку на поверхности соляного зеркала. Постседиментационные рассолы не образуют единой гидравлической системы, их запасы ограничены и для рудника не опасны. Опасность представляют рассолопроявления, гидравлически связанные с подсолевыми водами.

Библиогр. 3, рис. 2, табл. 2.

УДК 550.4 : 552 (477.5)

Формирование химического состава поровых растворов соленосных глин Стебнижского месторождения калийных солей. Валяшко М. Г., Борисенков В. И., Садыков Л. З., Волкова Н. Н. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 183.

Изучение состава поровых растворов глинистой толщи Стебнижского месторождения калийных солей позволило подразделить их по составу на четыре группы: 1) сульфатно-магниевого, 2) хлоркальциевого, с низким содержанием сульфат-иона, 3) хлоркальциевого с отношением Mg/K более высоким, чем в растворах предыдущей группы, 4) сульфатномагниевого, обедненные бромом, обогащенные натрием и калием. Установлена генетическая взаимосвязь между растворами первых трех групп. Растворы первой группы являются захороненной маточной рапой солеродного бассейна, а растворы второй и третьей групп — производными этой рапы, изменившими свой состав в результате прямой метаморфизации при взаимодействии с кальцийсодержащими глинами (2 группа) и в результате обратной метаморфизации при взаимодействии хлоркальциевых растворов с сульфатными солями. Растворы четвертой группы генетически не связаны с материнской рапой солеродного бассейна и представляют собой растворы выщелачивания калийно-магниевого солей.

Библиогр. 8, рис. 4, табл. 1.

Месторождения самородной серы и перспективы сероносности на территории Украинской ССР. В у л ь ч и н Е. И., В е т р о в Ю. И., З е л и з н а С. Т., С а к с е е в Г. Т. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 191.

Приведены общие черты геологического строения Предкарпатского бассейна и освещены основные закономерности размещения в его пределах месторождений самородной серы. Дана характеристика серопроявлений в Днепровско-Донецкой впадине, на северо-западном склоне Донбасса и в Крыму.

На основании имеющегося фактического материала по геологии серных месторождений и научно-теоретических соображений по генезису самородной серы и формированию ее залежей, выделены на территории Украины участки, перспективные для поисков серного сырья. Библиогр. 12.

Типы кепроков и перспективы сероносности солянокупольных структур. О т р е ш к о А. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 196.

Кепроки соляных куполов сформированы в зонах интенсивных тектонических подвижек пликативного и дизъюнктивного характера. Значительную роль в этом процессе играла абразионная раскрытость диапировых структур. Серное оруденение этих районов связано с карбонатными и контактирующими с ними сульфатными породами. Осерненными являются соляные структуры, раскрытые в неогеновое время. При благоприятных литологических особенностях разреза мощность и интенсивность осернения определяется глубиной эрозийного размыва. Серная минерализация образовалась в зонах смещения глубинных и поверхностных сероводородных вод. Библиогр. 9.

Метаморфизм каменной соли в контактовых зонах долеритовых интрузивов и некоторые вопросы формирования железосных гидротерм. П а в л о в Д. И. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 204.

На примере усольской свиты нижнего кембрия, сложенной пластами каменной соли, разделенными пачками сульфатных и сульфатно-карбонатных пород, прослежен ряд термодинамо-метаморфических изменений соляных пород в зонах контактов с долеритовыми интрузиями. Предполагается, что карбонатные породы претерпели воздействие температур, несколько превышающих 800° С. Внедрение долеритов привело к плавлению солей, что подтверждается наличием в них оплавленных зерен ангидрита с включениями сильвина и карбонатов. При отсутствии в солях примесей (кроме ангидрита и карбонатов) минеральный и химический составы полученных анатектитов идентичны составу первичных солей. Добавочная глинистая примесь приводит к возникновению амфиболов. Условия для метасоматического преобразования долеритов возникают при высокотемпературном взаимодействии их с рассолами, следствием чего является обогащение последних железом и формирование рудоносных гидротерм. С последними связывается магнетитовое рудообразование. Библиогр. 24.

О вулканизме Предкарпатья и влиянии его на формирование месторождений полезных ископаемых соленосных моласс. М а л е е в Е. Ф. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1972, с. 209.

Наиболее интенсивное проявление вулканизма в Предкарпатье отмечается в олигоцене. Об этом свидетельствует наличие среди отложений менилитовой свиты горизонтов липаритовых туфов мощностью до 80 м (г. Долина, р. Чечва), а также обломков вулканического стекла и монтмориллонита в глинах этой свиты. Вулканическая деятельность, о которой свидетельствуют продукты кислого состава, продолжалась и во время заложения Предкарпатского прогиба в миоцене. Магматические очаги, поставляющие пирокластический материал в конце олигоцена и в миоцене, служили источником эндогенных эманаций и гидротермальных растворов, с которыми связывается свинцово-цинковое оруденение (брунцит, галенит, сфалерит и золото), прослеживающееся вдоль надвига карпатского флиша на миоценовые молассы Предкарпатья на протяжении 120 км. Предполагается также влияние вулканического процесса на образование предкарпатских залежей солей. Библиогр. 27.

УДК 553.632 + 551.311.22

Особенности строения элювиальных образований — поисковый критерий на калийные соли. Д и а р о в М., У т е г а л и е в С. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 214.

На основе анализа геологических материалов по соляным структурам Прикаспийской впадины, Южно-Уральского прогиба и Предкарпатья установлена зависимость между соляными и соленосными породами и их элювием.

В Предкарпатской впадине выходы калийных и калийно-магнезиальных солей имеют на поверхности соляных тел более мощную, чем вмещающая их каменная соль, толщу элювия. В погребенном рельефе пород сульфатной толщи это выражается наличием над калийными солями возвышенностей различной формы и амплитуды. Картирование их методом КМПВ позволяет выделять участки развития калийных солей. Результаты бурения подтвердили эффективность метода.

В Предкарпатья выходам калийных солей соответствуют отрицательные формы рельефа элювиальной толщи — лощины, впадины. Особенности литологического состава элювиальных толщ также являются поисковым критерием на калийные соли галогенных формаций. Библиогр. 11, рис. 6.

УДК 552.53 (476 + 477.5)

К вопросу о периодичности процессов галогенеза. Б а н е р а Н. И., П р о т о п о п о в А. Л. Геология и полезные ископаемые соленосных толщ, «Наукова думка», К., 1974, с. 224.

В эволюции галогенеза характерно проявление двух основных стадий — прогрессирующей и регрессирующей — и двух полустадий — максимального рассолонения и максимального осолонения.

В Припятско-Донецкой рифтовой зоне установлено несколько новых порядков периодичности внутри девонского галогенеза.

В составе позднепалеозойско-среднемезозойского галогенеза Восточно-Европейской платформы и Западной Европы выделено три элемента макропериодичности: среднедевонско-раннекаменноугольный, позднекаменноугольный — раннепермский и позднепермско-триасово-юрский.

Библиогр. 17, рис. 1.

1099

«НАУКОВА ДУМКА»