

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ТЕКТОНИКА
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1975

В сборнике особое внимание уделяется проблеме строения и условий формирования солянокупольных структур крупнейшей в мире Прикаспийской впадины. Рассматривается круг вопросов, связанных с проблемой тектоники молодых платформ Евразии и ролью байкальского тектогенеза в становлении их фундамента. На основе выявленных особенностей тектонического строения платформенного чехла делаются выводы о закономерностях размещения месторождений нефти и газа в Средней Европе, дается прогноз нефтегазовости Прикаспийской впадины.

Редакционная коллегия:

М.В. Муратов (главный редактор), Л.Ф. Волчегурский,
Р.Г. Гарецкий, Л.Г. Кирюхин, М.Е. Раабен,
А.А. Фрейдлих, А.Е. Шлезингер

Ответственный редактор

А.Л. ЯНШИН

ТВОРЧЕСКИЙ ПУТЬ ВСЕВОЛОДА СЕРГЕЕВИЧА ЖУРАВЛЕВА

Около тридцати лет сознательной жизни ученого В.С. Журавлев посвятил исследованию тектоники древних платформ и в первую очередь Восточно-Европейской платформы. Он был одним из учеников и убежденных последователей акад. Н.С. Шатского; методы сравнительно-тектонического анализа, блестяще разработанные Н.С. Шатским, стали основой всех научных изысканий В.С. Журавлева. Особенно удачно они были применены им при исследовании тектоники окраинных, или экзогональных, впадин Восточно-Европейской платформы: Прикаспийской, Печорской и Североморской. Эти исследования безусловно будут служить фундаментальной основой наших познаний тектоники этих регионов.

Свой путь геолога В.С. Журавлев начал в 1944 г. в Западно-Казахстанском геологическом управлении, а затем в тресте "Арктикразведка" Главсевморпути при СМ СССР. В этот период В.С. Журавлев получил большой опыт геолога-практика. Районы, которые он изучал, предопределили его дальнейшие углубленные исследования строения и геологического развития Прикаспийской впадины и древних платформ в целом. В 1951 г. В.С. Журавлев был приглашен в Геологический институт АН СССР. До 1955 г. под руководством Н.С. Шатского он занимался изучением геологического строения и перспектив нефтегазоносности Ангаро-Алтайского прогиба Сибирской платформы. С 1956 г. и до конца своих дней он работал над обширной темой, посвященной сравнительному тектоническому анализу наиболее погруженных впадин Европейской платформы, расположенных в пределах ее внешних углов.

Особенно много знаний и сил В.С. Журавлев вложил в раскрытие тайн Прикаспийской впадины — этой во многом уникальной и загадочной структуры Земли. Наличие в ней мощных толщ каменной соли предопределило его углубленные исследования соляных структур. Он стал одним из крупнейших знатоков соляной тектоники. Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Североморская впадины, а также многие другие солянокупольные провинции привлекали его пристальное внимание. В.С. Журавлев наиболее полно осветил вопросы формирования мощных соленосных толщ и предложил широко распространенную в настоящее время классификацию соляных структур. Он одним из первых расшифровал механизм образования межкупольных поднятий, "дизъюнктивных" мезозойских мульд, обрамленных и раскрытых компенсационных мульд и т. д.

Территории развития соляной тектоники весьма перспективны для поисков залежей нефти и газа, месторождений сырья для химической промышленности и других видов полезных ископаемых, поэтому этим регионам уделяется значительное внимание. В их пределах проводятся геологические и геофизические исследования, поисково-разведочное глубокое и сверхглубокое бурение. В развороте этих работ и в открытии здесь больших запасов минерального сырья существенное значение имели и исследования В.С. Журавлева. Его монографии "Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы" и многочисленные статьи стали настольными пособиями для геологов, изучающих территории развития солянокупольных структур.

В своей последней монографии "Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы" В.С. Журавлев на основании обобщения и анализа огромного фактического ма-

териала привел черты общности строения и развития этих регионов. Эти впадины расположены на нарошенных байкальской складчатостью, интенсивно раздробленных и глубоко погруженных внешних углах Европейской платформы. Одним из первых В.С. Журавлев наиболее детально описал характерное для них резкое погружение фундамента, сокращение мощности и даже полное исчезновение "гранитного" и появление окон "базальтового" слоя, а также существенный подъем поверхности верхней мантии.

Начав свой творческий путь геологом-съемщиком, В.С. Журавлев через всю жизнь пронес глубокое уважение к труду геологов, занимающихся геологическим картированием, к людям, которые часто ценой опасностей и лишений раскрывают тайны Земли. Он живо интересовался методами и результатами геологосъемочных работ. Многим В.С. Журавлев помогал анализировать материал, многих увлекал на путь творческого подхода к интерпретации всей суммы сведений о геологических объектах. Крупномасштабная съемка в его глазах была основой решения многих важных современных тектонических задач. Он подчеркивал важность этих работ, необходимость повышения требовательности к эффективности их проведения, подкрепления их значительными объемами буровых и геофизических работ.

В.С. Журавлев всегда поддерживал тесную связь с геологами Всесоюзного аэрогеологического треста. Он прекрасно знал и понимал значение аэрометодов. Среди аэрогеологов у него много учеников. В.С. Журавлев сам пропагандировал эти методы и подчеркивал необходимость их внедрения при всех видах геологических исследований.

В.С. Журавлев принимал активное участие в создании широко известных тектонических карт Европы и Евразии, а в объяснительной записке к последней написал большую главу, посвященную чехлу древних платформ. Для его работ характерна тесная связь с потребностями практической геологии, поэтому многие статьи посвящены перспективам поисков месторождений полезных ископаемых и прежде всего нефти и газа.

В.С. Журавлев был требовательным и принципиальным ученым. Он всегда подчеркивал, что тектоника, как и другие области геологии, имеет свои методы исследований, которые необходимо знать и широко использовать. В.С. Журавлев горячо поддерживал принцип преемственности наших знаний. Цитируя слова Нильса Бора, он говорил, что в современной геологии, "когда мы вступаем на новые тропы, и нам приходится полагаться на собственное суждение, чтобы избежать ловушек, поджидающих нас на каждом шагу, нам более, чем кому бы то ни было, не следует забывать о славных предшественниках. Это они подготовили для нас почву и снабдили нас орудиями труда". В то же время В.С. Журавлев всячески предостерегал от догматического подхода к проблеме, от слепого следования признанным авторитетам. Без творчества немалым прогресс, творчество необходимо как при решении глобальных задач, так и задач частных.

В.С. Журавлев обладал огромной трудоспособностью, большой энергией и пытливым умом. Он написал более 120 научных работ по самым различным вопросам тектоники, стратиграфии, геологического картирования и др. Он постоянно консультировал научно-исследовательские и производственные геологические и геофизические организации, читал лекции, редактировал и рецензировал научные статьи, активно участвовал в многочисленных геологических совещаниях. Он вел большую научно-организационную работу, будучи членом Комиссии по Международной тектонической карте и Межведомственного тектонического комитета, а также членом Ученых советов ВНИГНИ и ИГиРГИ, членом общества "Знание" и др. В.С. Журавлев неоднократно выезжал в Польшу и ГДР, где были изданы некоторые его статьи, посвященные соляной тектонике и другим проблемам тектоники. Вся жизнь Всеволода Сергеевича была безраздельно отдана геологии, которая стала основным содержанием его жизни. Скрупулезность исследователя сочеталась в В.С. Журавлеве с широтой мыс-

лей и идей, энтузиазм пропагандиста геологических знаний – с поэзией, талант ученого – с обаянием доброго человека.

Сборник памяти доктора геолого–минералогических наук Всеволода Сергеевича Журавлева является совместным трудом его товарищей и учеников. Здесь собраны статьи, касающиеся преимущественно тектонических проблем. Их авторы – сотрудники научных и производственных организаций, отдавая дань уважения жизни и научной деятельности В.С. Журавлева, продолжают его труд по раскрытию тайн Земли. В сборник включены неопубликованные еще работы и самого Всеволода Сергеевича. Это еще раз подчеркивает тезис о преемственности наших знаний, о том, что его жизнь продолжается, и наука, которой он отдал все свои силы, развивается и идет по пути к новым открытиям на благо человека.

Редколлегия

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПЛАТФОРМ

Платформа представляет собой определенную историческую категорию структур, которая возникает в процессе развития земной коры на месте геосинклинальных областей, утративших свою первоначальную подвижность в результате складчатости и метаморфизма горных пород. Возраст платформ, как показано исследованиями А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского (1933), должен определяться временем окончания формирования существовавших на их месте структур геосинклинального класса. Иными словами, его устанавливают по возрасту складчатости фундамента, образование пород которого связано преимущественно с геосинклинальным процессом. Для обозначения возраста платформ Н.С. Шатским (1945 а,б) предложено к возрасту складчатой системы, которая превращается в платформу, прибавлять приставку "эпи" (эпипалеозойская платформа, т.е. платформа с палеозойским фундаментом, эпибайкальская платформа – с байкальским фундаментом и т.д.).

Однако среди некоторых геологов-нефтяников наметилась тенденция к пересмотру этого принципа определения возраста платформ (Крылов, Литмар, Левтавин, 1964; Амурский, Варенцов, Васильев, 1970; Мирчинк и др., 1970; Крылов, 1971; Амурский, 1972). Они считают, что только начало формирования чехла можно рассматривать как время становления платформенного режима. Платформенное развитие, по их мнению, начинается широкой платформенной трансгрессией. На первый взгляд может показаться, что нет большой разницы, как определять возраст платформ: по времени прекращения геосинклинального режима или по началу накопления платформенного чехла (началу широких платформенных трансгрессий). На самом же деле время начала становления платформы, определяемое этими двумя методами, может быть существенно различным. Дело в том, что после замыкания геосинклинальных структур тот или иной участок земной коры еще длительное время может испытывать региональный подъем и не покрываться осадочным чехлом. Нисходящие движения, приводящие к накоплению отложений платформенного чехла, могут быть отделены от времени прекращения формирования геосинклинальных структур значительным хронологическим отрезком, а в некоторых случаях могут вообще отсутствовать (шипы древних платформ и соответствующие им более молодые структуры, в пределах которых обнажен фундамент).

Следовательно, вопрос заключается в оценке роли восходящих тектонических движений, проявляющихся после прекращения формирования структур геосинклинального класса. По мнению сторонников установления платформенного режима по началу формирования платформенного чехла, эти движения определяют "переходный" режим развития земной коры, равный по своему значению геосинклинальному и платформенному. Однако с такой трактовкой восходящих тектонических движений, предшествующих образованию платформенного чехла, трудно согласиться. Как известно, платформы разделяются на два основных структурных элемента – шиты и плиты. Шиты – это участки земной коры, в пределах которых тектонические движения были практически всегда восходящими, и отложения платформенного чехла не накапливались или почти не накапливались. Шиты являются неотъемлемой составной частью платформ и иногда

занимают большую часть их площади. Так, например, значительные площади материков Африки, Южной Америки и Австралии представляют собой шиты древних платформ.

Восходящие тектонические движения играют существенную роль и в развитии плит, приводя к крупным стратиграфическим перерывам в осадконакоплении. Они часто превращают крупные блоки земной коры в области длительной денудации. Так, территория Восточно-Европейской платформы в пределах Советского Союза в вендское время была захвачена на 36,6% восходящими тектоническими движениями и превращена в область денудации, в позднем ордовике — на 77,8%, в живете — на 25%, в татарском веке перми — на 40%, в волжском веке юры — на 49%, в эоцене — на 72%. Для Туранской эпипалеозойской плиты эти цифры выглядят следующим образом: для тоарского века — 61%, для волжского века — 72%, для маастрихтского века — 22%, для олигоцена — 42%, для раннего миоцена — 57% (Атлас литолого-палеогеографических карт, 1967–1969).

Таким образом, приведенные данные для отдельных выборочных отрезков геологического времени показывают существенное значение восходящих тектонических движений в геологическом развитии территории Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты. Во время этих движений тектонический режим продолжал оставаться платформенным. Однако практически они ничем не отличаются от восходящих тектонических движений, проявлявшихся на территории шитов и плит непосредственно после окончания формирования структур геосинклинального класса.

Сторонники определения становления платформенного режима по началу формирования платформенного чехла не анализируют восходящие тектонические движения, считая, что они свойственны так называемому "переходному" режиму развития земной коры. Однако, восходящие тектонические движения свойственны платформенному режиму развития, меньшее значение они имеют при геосинклинальном режиме, причем в настоящее время достаточно определенно намечены их качественные и количественные отличия (Белоусов, 1962; Хаин, 1964; и др.). А вот показать принципиальные качественные и количественные различия восходящих тектонических движений переходного этапа развития, отличающие их от аналогичных по знаку движений геосинклинального и платформенного режимов, до сих пор никто не смог.

Восходящие тектонические движения свойственны любому этапу платформенного развития, в том числе и начальному. Поэтому в становлении платформенного режима знак тектонических движений не имеет никакого значения. Важно, чтобы сами движения имели платформенную природу. Для определения платформенных нисходящих тектонических движений имеется богатый арсенал геологической летописи (формации, мощности и их градиенты, деформации, магматизм и т.д.), который при достаточном фактическом материале позволяет подходить к их объективному распознаванию. Значительно сложнее расшифровать природу восходящих тектонических движений. Создаваемые ими положительные, платформенные структуры могут намечаться по прекращению орогенного магматизма и прекращению формирования смежных с ними орогенных прогибов и впадин. Конечно, эти критерии не позволяют точно наметить разграничительный рубеж между временем формирования структур геосинклинального и платформенного классов. Диапазон этого рубежа имеет обычно значительно больший временной интервал (геологический период и более), чем при анализе отрицательных структурных элементов.

Следовательно, определение возраста платформ должно основываться на замыкании структур геосинклинального класса и появлении структур платформенного класса. Установление платформенного режима только по началу формирования платформенного чехла приводит к существенным ошибкам; из состава платформенного класса структур искусственно изымаются длительно формирующиеся и нередко достигающие огромных размеров поднятия.

Анализ позднегеосинклинальных и раннеплатформенных структур показывает, что временная смена их растягивается на значительный интервал геологического времени. Достаточно длительно эти структуры развиваются одновременно. Так, для территорий древних (добайкальских) платформ период одновременно-го сосуществования геосинклинальных и платформенных структур превышает 500 млн. лет, а для молодых платформ – около 100 млн. лет (Шлезингер, 1972).

Таким образом, определение возраста платформ, предложенное Н.С. Шатским (1945 б), полностью соответствует современным знаниям о платформах и не требует пересмотра.

Литература

- Амурский Г.И. О многоярусном строении фундамента молодых платформ. – В сб.: Строение фундамента молодых платформ. М., "Наука", 1972.
- Амурский Г.И., Варенцов М.И., Васильев В.Г. О нефтегазоносности палеозоя Средней Азии. – Геол. нефти и газа, 1970, № 8.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1933, т. 11, вып. 4.
- Атлас литолого-палеогеографических карт. Изд. ВАНТа, Л., 1967–1969.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолиздат, 1962.
- Крылов Н.А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., "Наука", 1971.
- Крылов Н.А., Дитмар В.И., Летавин А.И. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. – Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Мирчин М.Ф., Амурский Г.И., Крылов Н.А., Летавин А.И. О возрасте платформ и содержании понятия "молодые платформы". – Докл. АН СССР, 1970, т. 181, № 6.
- Хани В.Е. Общая геотектоника. М., "Наука", 1964.
- Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1945а, № 4.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области и смежной части западного склона Южного Урала. – Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия, вып. 2(6). М., Изд-во МОИП, 1945б.
- Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в областях герцинской складчатости. Автореф. докт. дисс. М., 1972.

В. С. Журавлев

ВЕРОЯТНЫЙ ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ОБЪЕМ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ ЕЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Прикаспийская впадина, простирающаяся от предгорий Урала до Волги и от южных склонов Общего Сырта к Каспийскому морю, лежит в юго-восточном внешнем углу Европейской платформы и является ее глубочайшей впадиной. По пространственному положению, морфологии и истории развития она резко отличается от синеклиз внутренних частей платформы и является структурой особого типа — экzogональной впадиной (Журавлев, 1964). Ей во многом подобны относящиеся к тому же типу структур Польско-Германская и Печорская впадины, расположенные на западном и северо-восточном внешних углах Европейской платформы.

Экzogональные впадины Европейской платформы заложились либо частично (Прикаспийская), либо целиком (Польско-Германская и Печорская) на байкальском складчатом фундаменте. Амплитуда их прогибания в несколько раз превышает амплитуды прогибания синеклиз. Их морфология во многом определена наличием разломов фундамента и отвечающих этим разломам флексур осадочного чехла. Дифференцированные движения блоков фундамента, ограниченных этими разломами, были наиболее активными в период существования мобильных геосинклинальных систем, обрамлявших раздробленные внешние углы Европейской платформы с заложившимися на них экzogональными впадинами.

Первые предположения о вероятном наличии байкальского складчатого фундамента в основании восточной части Прикаспийской впадины высказал Н. С. Шатский (1946). На схеме строения докембрийского основания платформы внешнюю границу распространения рифейских миеосинклинальных формаций он протрассировал вдоль Уральского хребта до устья р. Илек и отсюда, уже предположительно, протягивал ее через восточную часть Прикаспийской впадины к дельтовым разливам р. Эмбы на северо-восточном побережье Каспийского моря.

Аэромагнитные съемки последних лет показали, что для западной, большей по площади части Прикаспийской впадины характерно почти недифференцированное отрицательное магнитное поле, обладающее определенным сходством с магнитным полем тех частей Воронежской антеклизы, которые имеют заведомо архейский фундамент (Соколов, 1962), а также с магнитным полем Беломорского массива Балтийского щита (Гафаров, 1963). Восточнее протягивается положительное магнитное поле с изометричными и интенсивными полосовыми магнитными аномалиями. В северной его части, суженной и приближенной к Уральскому хребту, эти аномалии приобретают отчетливую меридиональную ориентировку, которая на Урале характерна как для уралид, так и для доуралид¹. К югу от широты Оренбурга это магнитное поле расширяется, отклоняется на юго-запад и оставляет на востоке меридионально ориентированную полосу Уральской складчатой системы. Подобные же соотношения между магнитными полями Печорской впадины, лежащей на заведомо рифейском складчатом основании, и структурами Урала установлены в северной части этой складчатой системы.

¹ Деление геосинклинальных отложений Урала на уралиды и доуралиды впервые провел в 1948 г. Н. П. Херасков. Доуралиды и уралиды являются более или менее последовательными циклами развития Уральской складчатой системы.

Поэтому есть все основания предполагать, что упомянутое магнитное поле восточной части Прикаспийской впадины фиксирует положение полосы распространения доуралид. В таком случае четко очерченная, угловатая граница раздела западного и восточного магнитных полей Прикаспийской впадины определяет положение внешнего края основного, эпикарельского блока Европейской платформы. От Предуральского краевого прогиба она выходит за пределы Прикаспийской впадины и на значительном протяжении совпадает с Хобдинской гравитационной ступенью, которая ограничивает с юго-востока одноименный региональный гравитационный максимум и соответствует разлому глубокого и древнего заложения (Журавлев, 1960). В районе г. Уила граница резко поворачивает на юг-юго-запад, направляясь к дельтовым разливам р. Эмбы. От северного побережья Каспийского моря она вновь поворачивает на запад – северо-запад, следуя направлению Азгирского разлома, пересекающего южную часть междуречья Урала и Волги (Журавлев, Кузьмин, 1960). Затем она вновь поворачивает на юго-запад, выходит к дельте Волги и опять простирается на запад – северо-запад, совпадая с направлением главного надвига Донбасса.

К сожалению, говорить уверенно о том, какая (или какие) структурно-фашиальная зона (или зоны) доуралид входят в состав фундамента восточной части Прикаспийской впадины мы пока не можем. Однако, несомненно, что многогеосинклинальные свиты рифея Башкирского антиклинория, погружаясь под породы палеозоя, уходят далеко на юг. На их вероятном простирании располагается крупный и весьма интенсивный Актюбинский минимум силы тяжести, который не может быть объяснен только многокилометровыми скоплениями соли. По данным Э.Э. Фотиади (1958), зона этого минимума в значительной части имеет природу, аналогичную столь же обширной зоне минимума на западном склоне Южного Урала, обусловленного большими мощностями отложений рифея, обнаженных на Башкирском антиклинории.

Положительное магнитное поле восточной части Прикаспийской впадины с его изометричными и интенсивными полосовыми аномалиями заметно отличается от отрицательного, слабо дифференцированного магнитного поля юго-западной части Печорской впадины, фундамент которой образован заведомо многогеосинклинальными формациями рифея. Магнитное поле восточной части Прикаспийской впадины скорее напоминает магнитное поле северо-восточной части Печорской впадины (Большеземельской тундры), и не исключено, что ее фундамент в основном образован эвгеосинклинальными формациями доуралид. Если это так, то полоса многогеосинклинальных формаций рифея по мере движения на юг постоянно выклинивается. Возможно, что ее исчезновение определяется "распływанием" в мощных платформенных отложениях рифея западной части Прикаспийской впадины, лежащей на юго-восточной окраине основного, эпикарельского блока Европейской платформы.

Наличие этих отложений, начинающих осадочный чехол Прикаспийской впадины, устанавливается лишь на основании косвенных данных. В районе схождения Заволжского и Жадовского разломов фундамента, ограничивающих с запада и севера Прикаспийскую впадину, в ее пределы широким раструбом раскрывается Пачелмский прогиб, выполненный мощными платформенными отложениями рифея (Шатский, 1955). Положение этого прогиба на карте аномалий силы тяжести устанавливается достаточно отчетливо – ему соответствует региональный гравитационный минимум. В западной и северной частях Прикаспийской впадины, параллельно Заволжскому и Жадовскому разломам, протягиваются еще более четкие региональные гравитационные минимумы, к югу от которых лежат Аралсорский и Хобдинский региональные гравитационные максимумы. Наличие региональных гравитационных минимумов на западе и севере Прикаспийской впадины послужило в свое время для Ю.А. Косыгина (1950) основанием для выделения здесь Утвино-Новоузенской впадины – крупной широкой отрицательной структуры, расположенной между северным бортом Прикаспийской впадины и предполагаемой зоной поднятий в ее центре. Однако проложен-

ные впоследствии многочисленные сейсмические профили показали, что в контурах предположительно намеченной Утвино-Новоузенской впадины подсолёвое ложе не испытывает изгиба и полого наклонено на севере к юго-востоку (Живодеров и др., 1964; Журавлев, 1964).

Намеченная Ю.А. Косыгиным (1950) в основном также по данным гравиразведки Гурьевская впадина в ее восточной части, расположенной к юго-востоку от гравитационной ступени Хобдинского регионального максимума, подтверждена данными геологии и сейсморазведки. Ей соответствует полоса интенсивного проявления соляной тектоники, которая протягивается юго-восточнее упомянутой гравитационной ступени от промышленного района Южной Эмбы через междуречья Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила к верховьям рек Уила и Темира. Вкрест простираения этой полосы, за гравитационной ступенью Хобдинского регионального максимума и в юго-юго-восточном направлении, по мере приближения к Южно-Эмбенскому региональному гравитационному максимуму интенсивность соляной тектоники заметно ослабевает. Ее ослабление обусловлено плавным (во всяком случае в юго-юго-восточном направлении) подъемом подсолёвого ложа, постепенным сокращением мощности соленосных толщ нижней перми и последовательными изменениями их литологического состава. Погруженное залегание подсолёвого ложа в пределах этой полосы доказано данными сейсморазведки. Отвечающий этому прогибу подсолёвого ложа региональный гравитационный минимум во многом может быть обусловлен присутствием в его пределах мощных соленосных толщ. К нему по интенсивности близок тот региональный гравитационный минимум, по очертаниям которого ранее выделялась Утвино-Новоузенская впадина. Однако в контурах последней подсолёвое ложе испытывает моноклинальное погружение к югу и юго-востоку, соответственно с которым в том же направлении нарастают мощности соленосных толщ. Утвино-Новоузенская впадина является, по-видимому, прогибом более древним, который по кровле подсолёвых слоев уже не прослеживается. Если это так, то, вероятно, эта впадина заполнена мощными платформенными отложениями рифея, подобными тем, которые выполняют Пачелмский прогиб и во многом служат причиной появления отвечающего ему регионального гравитационного минимума.

Отложения рифея, а возможно и венда, составляют первый структурный этаж осадочного чехла западной части Прикаспийской впадины. Как и в прилежащих к ней с запада и севера районах Европейской платформы, они, по-видимому, залегают с резким угловым несогласием на породах фундамента, заполняют его опущенные по разломам блоки, как бы выравнивая поверхность начинающей формироваться впадины. По времени накопления они, должно быть, синхронны тем геосинклинальным формациям, которые составляют фундамент восточной части Прикаспийской впадины.

Второй структурный этаж Прикаспийской впадины охватывает отложения от девона (по-видимому среднего) до самых верхов триаса. В состав его входят соленосные отложения нижней перми, а в Польско-Германской впадине - верхней перми. Подсолёвые отложения в этих впадинах изучены еще далеко недостаточно. В Прикаспийской впадине они вскрыты скважинами на Сарпинско-Тингутинской площади к югу от Волгограда, в Астрахани (Эвентов, 1956), на Южно-Эмбенском краевом поднятии Европейской платформы (Журавлев, 1960; Яншин, Гарецкий и др., 1961) и на Жанажольской площади в районе слияния рек Темира и Эмбы (Богомолова и др., 1963). На Сарпинско-Тингутинской площади, в Астрахани и на Южно-Эмбенском поднятии (опорная скв. 5) скважины из сульфатно-терригенных отложений кунгура вошли в карбонатные (на Сарпинско-Тингутинской площади) или карбонатно-терригенные породы артинского яруса. На Жанажольской площади скв. Г-1 из терригенно-сульфатно-галогенных отложений нижней перми вошла в терригенные породы ассельского яруса (швагеринового горизонта).

На Южно-Эмбенском поднятии скв. 3 из терригенных отложений нижней юры вошла в породы палеозоя и в интервале 2070-3201 м (до забоя) шла

преимущественно по карбонатным породам карбона. Она пересекала известняки касимовского яруса верхнего карбона (205 м) и мячковского горизонта московского яруса среднего карбона (100 м), песчаники и алевролиты, а ниже — известняки подольского горизонта того же яруса (238 м), известняки каширского (62 м) и верейского (50 м) горизонтов того же яруса, суммарная мощность отложений которого достигает 450 м. Ниже прослеживается тонкая толща известняков намюра и верхнего серпуховского подъяруса визейского яруса (125 м), а также окского подъяруса того же яруса (435 м). Под ними вскрыты брекчиевидные и песчанистые известняки тульского горизонта яснополянского подъяруса визейского яруса (пройденная мощность их 41 м).

К востоку — северо-востоку от скв. 3, в пределах Южно-Эмбенского краевого поднятия, на Сарыкумской площади недавно были пробурены скв. 1 и 2, которые из отложений средней юры вошли непосредственно в терригенно-карбонатно-сульфатные породы тастубского горизонта, пересекли карбонатные породы швагеринового горизонта и под ними врезались в карбонатные отложения карбона: скв. 1 — в отложения касимовского яруса верхнего карбона, скв. 2 — в отложения московского яруса среднего карбона (обе скважины были остановлены в отложениях среднего карбона). Породы, вскрытые упомянутыми скважинами, являются заведомо платформенными.

В Польско-Германской впадине скважинами под соленосными отложениями цехштейна были вскрыты терригенные и терригенно-вулканогенные породы ротлигенда, причем на севере ГДР, на о.Рюген, из конгломератов ротлигенда скв. 101 Аркона врезалась непосредственно в аргиллиты ордовика, скв. 101 Ломме — в аргиллиты верхнего карбона, а затем в известняки и мергели нижнего намюра — верхнего визе, а скв. 101 Вик — в такие же известняки и мергели.

Гораздо более полные данные имеются по этим впадинам о распределении мощностей и изменениях состава соленосных толщ. Установленная максимальная глубина залегания их подошвы достигает 11 км в Прикаспийской (на левобережье р.Урал в Байгутинской западне) и 5–7 км в Польско-Германской (в низовьях Эльбы и в области Куявского поднятия Датско-Польского прогиба, между соляными куполами Клодава и Любень) впадинах, а максимальная первичная мощность соленосных толщ, достигает соответственно 4 и 1,5–2 км. Распределение соленосных отложений контролировалось движениями крупных блоков фундамента впадин.

Направленность этих движений сохранилась, вероятно, неизменной в период накопления нижней части надсолевых пород: в Прикаспийской впадине — до самых верхов триаса, а в Польско-Германской впадине — до юры. Мощность надсолевых отложений, принадлежавших второму структурному этапу, 4–5 км в Прикаспийской впадине и 2–2,5 км в Польско-Германской впадине. Именно с периодом накопления этой нижней части надсолевых отложений совпадает первый, основной этап подъема соляных массивов куполов Прикаспийской и Польско-Германской впадин. При этом в Прикаспийской впадине в триасовое время интенсивность подъема заметно уменьшилась, что устанавливается по непосредственному залеганию отложений триаса на гипсах и ангидритах кровли соляных массивов многих куполов.

Третий структурный этаж осадочного чехла Прикаспийской впадины образован отложениями от триаса до олигоцена, а Польско-Германской впадины — от низов мела до маастрихта включительно. Нижняя граница его скользящая, разновременная в разных частях этих впадин. На восточной окраине Прикаспийской впадины, на куполах и в межкупольных депрессиях района слияния рек Темира и Эмбы, отложения нижнего триаса с угловым несогласием залегают на породах верхней перми. Между тем в промышленном районе Южной Эмбы песчано-галечниковая толща основания средней юры (аалена) на куполах и в межкупольных депрессиях обычно залегает со стратиграфическим, а часто и с угловым несогласием на породах нижнего и верхнего триаса (Калинин, 1963).

На междуречье Урала и Волги сейсмическими профилями МОВ установлено, что отвечающий подошве угленосной юры (здесь уже байоса) V-отражающий горизонт в ряде мест срезает отражающие горизонты К и К₁, прослеживающиеся в подстилающих отложениях триаса. Таким образом, на восточной окраине Прикаспийской впадины определяющее несогласие проходит в основании триаса, в промысловом районе Южной Эмбы – в основании аалена, на междуречье Урала и Волги – в основании байоса. В последнем районе в состав подстилающего второго структурного этажа входят, по-видимому, отвечающие рэт-лейасу сероцветные терригенные породы аралсорской свиты (Шала, 1965), формационно однотипные и одновозрастные чушкакульской серии периферии Мугоджар (Гарецкий, 1959, 1962). Следовательно, наиболее высокий уровень положения нижней границы третьего структурного этажа осадочного чехла Прикаспийской впадины отвечает средней юре. Именно тогда в общем с Прикаспийской впадиной погружение были вовлечены Предуральский краевой прогиб, Южный периклинальный прогиб Урала и южная периферия этой складчатой системы.

Примерно такая же скользящая нижняя граница третьего структурного этажа установлена в осадочном чехле Польско-Германской впадины. К нему принадлежат прослеживающиеся далеко не повсеместно отложения валанжина, готерива, баррема, апта и нижнего алба, но только отложения среднего альба трансгрессивно перекрыли крупные поднятия и прогибы, купола и межкуполные депрессии. На восточной периферии этой впадины, в Датско-Польском прогибе, именно в среднем альбе начали формироваться Поморское и Куявское поднятия, а также сопряженные с ними мульды: с северо-востока – Мазовецкая, а с юго-запада – Щецинская, Лодзинская и Меховская.

В период накопления отложений третьего структурного этажа развитие Прикаспийской впадины шло по более простому плану, чем во время от палеозоя до верхов триаса: эта впадина уже не была обособленной, широко раскрывалась на юг и являлась северной частью обширной Прикаспийской области прогибаний. Характерно, что мезозойские отложения (породы юры и мела) от соляных куполов левобережья Эмбы моноклинально, под углами, не превышающими 2–3°, погружаются в южном направлении в сторону, противоположную наклону подсолевого ложа на северо-западном склоне Южно-Эмбенского краевого поднятия Европейской платформы. Над наиболее приподнятой его частью они не претерпевают фациальных изменений и не испытывают изгиба: рельеф и структура палеозоя погребены под ними. Пологое погружение их в южном направлении продолжается и далее, причем от соляных куполов, расположенных на северо-западном склоне Южно-Эмбенского краевого поднятия, до верховьев сая Моначи, прорезающего обращенные к сору Мертвый Култук северные чинки Устюрта, глубина залегания подошвы неокома увеличивается вдвое и достигает 3 км. Суммарная мощность отложений мела, судя по интервалу между подошвой неокома и подошвой палеогена (между III и I отражающими горизонтами), также неизменно возрастает к югу. Если на Южно-Эмбенском поднятии, в районе опорной скв.2 она составляет 1500 м, то в верховьях сая Моначи она равна 2200 м.

Общая мощность отложений третьего структурного этажа в Прикаспийской впадине 2,5 км, в Польско-Германской впадине – 1 км. Однако она по меньшей мере вдвое уступает мощности надсолевых отложений второго структурного этажа этих впадин. Поэтому с периодом накопления его отложений в упомянутых впадинах совпадает второй, ослабленный этап развития соляных куполов, характеризующийся их замедленным подъемом и сводящийся к пластическим перемещениям соли внутри соляных массивов.

Четвертый структурный этаж в Прикаспийской впадине образован неоген-четвертичными, а в Польско-Германской впадине – палеоген-четвертичными отложениями. Нижняя его граница также скользящая. В Прикаспийской впадине наиболее древними породами этого структурного этажа являются отло-

жения среднего миоцена—чокракского горизонта, которые пока обнаружены в Абжель—Ракушинской и Тукбайской компенсационных мульдах. В Абжель—Ракушинской компенсационной мульде, общей для соляных куполов Абжель, Искине и Ракуша, к чокракскому горизонту принадлежат красные гипсоносные глины (40–45 м); В Тукбайской мульде, общей для соляных куполов Бектеньоба и Барханний, к этому горизонту относятся неполностью пройденные скважинами светло—зеленые глины с подчиненными прослоями серовато—зеленых кварц—глауконитовых песков и темно—серых сланцеватых глин. Широко распространены отложения верхнего миоцена — морские слои среднего сармата, которые от северных чинков Устюрта прослеживаются до горы Маячной близ г. Уила.

Наличие частично сохранившихся разобренных выходов ракушняков среднего сармата позволяет условно наметить восточную границу распространения верхнемиоценовой трансгрессии, которая в общих чертах совпадает с современной горизонталью 200 м. Западная граница распространения этой трансгрессии проходила где-то к западу от Зауральских сыртов, но определить даже ориентировочно ее положение сейчас невозможно, так как в предакчагыльское время отложения миоцена в Прикаспийской низменности были срезаны и сохранились только в таких активно прогибавшихся компенсационных мульдах как Абжель—Ракушинская и Тукбайская (в этих мульдах установлены только отложения чокракского горизонта). На Зауральских сыртах, в бассейнах Эмбы, Сагиза и на р. Уил в районе устья р. Ашиуил ракушняки среднего сармата нередко перекрывают сбросы и крылья соляных куполов, но встречаются в компенсационных мульдах и в межкупольных депрессиях.

Континентальными аналогами морских отложений миоцена являются, вероятно, красноцветные глины Орь—Илекского водораздела Подуральского плато, Зауральских сыртов и Общего Сырта. В Прикаспийской низменности континентальные отложения миоцена вскрыты многочисленными скважинами у пос. Кулагино, на соляных куполах Круглый, Шалкар, у пос. Алебастровый, Аксай, Сборный, Дипили—Коль и вблизи Общего Сырта на станции Озинки, у хуторов Хорольский, Гремучий, Гремячинский и др. Они представлены пестроцветными, часто каолинизированными глинами (до 100 м) с прослоями песков, кварцитовидных песчаников и конгломератов.

Несравненно более широко распространены морские отложения верхнего миоцена — акчагыла и апшерона, а также морские четвертичные отложения древнего Каспия. В период их накопления на западе Прикаспийской впадины обособилась крупная наложенная синеклиза, контуры которой отвечают очертаниям площади распространения мощных (достигающих 500–600 м) отложений верхнего миоцена. Для этой области молодого прогибания характерны обширные открытые соляные купола, закрытые купола с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла, а также купола с неглубоко залегающими под доверхнеплиоценовой поверхностью плосковерхими соляными массивами.

В Польско—Германской впадине отложения четвертичного структурного этажа залегают плащеобразно, причем их мощность не превышает первых сотен метров.

К отложениям второго и третьего структурных этажей в Прикаспийской и Польско—Германской впадинах приурочены основные залежи нефти и газа. В подсолевых отложениях второго структурного этажа, вскрытых пока лишь единичными скважинами, газопроявления установлены в отложениях карбона на Южно—Эмбенском краевом поднятии Европейской платформы (скв. 3 Туресай). В соленосных отложениях этого структурного этажа залежи нефти и газа выявлены в Польско—Германской впадине (в низах цехштейна на структуре Райкенхаген), а признаки нефти и газа установлены на ряде соляных куполов Прикаспийской впадины (на Доссоре, Макате, Карачунгуле). Из надсолевых отложений этого структурного этажа в Прикаспийской впадине были получены значительные дебиты нефти (из отложений верхней перми и триаса на куполах Кулсары и Кенкияк). В Польско—Германской впадине в надсолевых отложениях этого этажа со-

держатся основные нефтематеринские породы – битуминозные глины и мергели (ретские до вельдских) и основные залежи нефти в породах лейаса и нижнего доггера. Напротив, в Прикаспийской впадине основные продуктивные свиты – среднеюрская и апт–неокомская (байчунасская) – входят в состав третьего структурного этажа. В отложениях четвертого структурного этажа этой впадины присутствуют залежи газа в породах акчагыла и апшерона.

Сопоставимость и закономерность смены структурных этажей осадочного чехла Прикаспийской и Польско–Германской впадин свидетельствуют о тождественности и определенной последовательности развития этих впадин. Они формировались наиболее активно в период накопления отложений второго структурного этажа, когда существовали мобильные геосинклинальные системы, обрамлявшие раздробленные внешние углы Европейской платформы с лежащими на них экзогональными впадинами. Именно тогда в обеих впадинах накопились мощные толщи соленосных отложений, пластическое перераспределение которых привело впоследствии к возникновению многочисленных и разнообразных структур, созданных соляной тектоникой – соляных куполов, компенсационных мульд и межкупольных депрессий. Подобие этих структур в обеих впадинах является надежным залогом успеха поисков приуроченных к ним залежей нефти и газа.

Литература

- Богомолова Л.И., Гарецкий Р.Г., Гридасов Ю.М., Замаренов А.К., Шлезингер А.Е. Подсолевые отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы (Кенкиак – Мортук – Жанажольский район). – Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 5.
- Гарецкий Р.Г. Юрские, юрско–триасовые и палеозойские отложения Чушкакульской антиклинали к югу от Мугоджар. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 5, 1959.
- Гарецкий Р.Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла Мугоджар. М., Изд-во АН СССР, 1962 (Труды ГИН АН СССР, вып. 60).
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований. М., Изд-во АН СССР (Труды ГИН, 1963, вып. 85).
- Живодеров А.Б., Липовецкий И.А., Матвеев В.Д., Неволлин Н.В. Новые данные о геологическом строении подсолевых отложений Прикаспийской впадины. – Прикладн. геофизика, 1964, вып. 39.
- Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы (Труды ГИН АН СССР, вып. 42). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника). М., "Наука", 1964.
- Журавлев В.С., Кузьмин Ю.Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги. – Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2.
- Калинин Н.А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносности Западного Казахстана. – Труды ВНИГНИ, вып. 213, 1963.
- Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Соколов В.Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго–востока Русской платформы. – В кн.: Тектоническое строение Нижнего Поволжья. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. – Труды ВНИИ Геофизика, вып. 4, 1958.
- Шалы А.А. Новые данные о позднеэриасовых – раннеюрских отложениях (аралсорская свита) западных и центральных районов Прикаспийской впадины. – Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 4.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно–Европейской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н.С. 1955. О происхождении Печальского прогиба. В сб.: Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.
- Эвентов Я.С. Западная часть Прикаспийской впадины. – Труды ВНИГРИ, вып. 96, 1956.
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 4, 1961.

В. С. Журавлев

ПРИКАСПИЙСКИЙ МАССИВ

Эмбенская складчатая система выделяется в составе фундамента юго-восточной части Прикаспийской впадины, лежащей в юго-восточном внешнем углу Европейской платформы (Журавлев, 1964, 1969). Аэромагнитные съемки показали, что для западной, большей по площади части этой впадины характерно почти недифференцированное отрицательное магнитное поле, сходное с магнитным полем того района Европейской антеклизы, который имеет заведомо архейский фундамент (Соколов, 1962), а также с магнитным полем архейского Беломорского массива Балтийского щита (Гафаров, 1969). Напротив, юго-востоку Прикаспийской впадины отвечает положительное магнитное поле с интенсивными полосовыми аномалиями. В северной, суженной и приближенной к Уральскому хребту части этого поля его аномалии приобретают отчетливую меридиональную ориентировку, которая на Урале, к северу от широты г. Оренбурга, характерна как для уралитов, так и для доуралитов. К югу от широты г. Оренбурга это магнитное поле расширяется, отклоняется на юго-запад и оставляет на востоке меридионально ориентированную полосу Уральской складчатой системы.

Контуры регионального отрицательного магнитного поля западной части Прикаспийской впадины традиционно принимаются за очертания Прикаспийского архейского массива (Гафаров, 1963). Положительное магнитное поле юго-востока Прикаспийской впадины трактуется либо как область предполагаемого распространения протерозойского или саксаганского складчатого комплекса (Соколов, 1962), либо как зона карелидов (Гафаров, 1963), либо как зона байкалитов (Шатский, 1946; Журавлев, 1962, 1969; Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965; Журавлев, Раабен, 1968; Муратов, Микунов, Чернова, 1962).

Последнее из трех приведенных выше предположений наиболее достоверно, так как оно подтверждается установленными в Уральском хребте временными и пространственными соотношениями между уралитами и доуралитами. На юге Урала намечаются некоторые особенности структуры доуралитов, сближающие их с доуралитами севера Урала. Так, на Сакмарском поднятии структуры доуралитов образуют в плане коленообразный изгиб, с отклонением простираний к северо-западу (Херасков, Милановский, 1953). Восточнее, в Урало-Тобольском антиклинории, на этой же широте появляются юго-западные и юго-восточные структуры доуралитов, с простираниями которых явно не согласуется субмеридиональная ориентировка уралитов. При этом выявляются определенные связи между простираниями структур доуралитов на юге Урала и ориентировкой полосовых аномалий положительного магнитного поля юго-востока Прикаспийской впадины. Вероятно это поле фиксирует положение полосы доуралитов — Эмбенской складчатой системы байкалитов — в составе фундамента Прикаспийской впадины.

Раздел между разнородными магнитными полями Прикаспийской впадины определяет положение края эпикарельского остова Европейской платформы. Постепенно отходя от Урала на юго-юго-запад, он на значительном протяжении совпадает с Хобдинской гравитационной ступенью, которая ограничивает с юго-востока одноименный региональный гравитационный максимум и соответствует разлому глубокого заложения (Журавлев, 1960). Следуя ее простиранию, упомянутый раздел магнитных полей выходит к низовьям р. Урал в районе г. Гурьева. От

сюда он постепенно принимает запад-северо-западное направление, подчиненное простиранию Азгирского разлома глубокого заложения, пересекающего южную часть междуречья Урала и Волги (Журавлев, Кузьмин, 1960). Затем, протягиваясь вдоль северного побережья Каспийского моря, он пересекает дельту Волги в районе г. Астрахани и опять направляется на запад-северо-запад, сближаясь с направлением главного надвига Донбасса.

Упомянутый раздел магнитных полей Прикаспийской впадины намечает восточное и южное ограничения Прикаспийского архейского массива, вдоль которых протягивается Эмбенская система байкалит. Наличие последней могло обусловить рифейскую переработку этого массива. Северное и западное его ограничения близки к положению Жадновского и Заволжского бортовых уступов Прикаспийской впадины, и только южнее г. Волгограда его западная граница смещается на восток от Заволжского уступа и следует примерно по меридиану 45° с.ш.

Н.С. Шатский впервые высказал предположение о наличии рифейского складчатого фундамента на востоке Прикаспийской впадины (1946). Позднее границы его вероятного распространения были уточнены с учетом пространственных и временных соотношений между уралами и доуралидами на восточном ограничении Европейской платформы (Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965). Современные данные геологии и геофизики убедительно выявляют всю несостоятельность попыток выделения байкалит к западу (Брод, 1945, 1946, 1962; Левин, Сейфул-Мулюков, Толстой, 1964; Левин, Толстой, 1966; Розанов и др., 1965) и непереработанных саксаганид (Соколов, 1962) или карелид (Гафаров, 1963) к востоку от упомянутых магнитных полей.

К сожалению, пока нет данных для уверенного суждения о том, какая (или какие) зона (или зоны) доуралид (байкалит) образует фундамент юго-восточной части Прикаспийской впадины. Как известно, к южной оконечности Урала выходит эвгеосинклинальная зона доуралид, причем в осевых частях Центрально- и Восточно-Уральского поднятий в Уралтау-Мутоджарском районе обнажены более или менее глубоко метаморфизованные многокилометровые толщи преимущественно терригенных отложений с подчиненным количеством вулканических пород.

Вопрос о вероятном южном продолжении миогеосинклинальной зоны доуралид более сложен, по-видимому, миогеосинклинальные свиты стратотипического разреза рифея Башкирского антиклинория, погружаясь под породы палеозоя, уходят далеко на юг. На их вероятном простирании расположен весьма интенсивный Актюбинский региональный минимум силы тяжести, который нельзя объяснить только наличием мощных соленосных нижнепермских отложений. Э.Э. Фотиади (1958) допускал, что данный минимум по природе в значительной мере гомологичен столь же обширному гравитационному минимуму, выявленному на западном склоне Южного Урала и обусловленному большими мощностями древних свит Башкирского антиклинория.

Положительное магнитное поле юго-восточной части Прикаспийской впадины с его интенсивными полосовыми магнитными аномалиями заметно отличается от отрицательного, слабо дифференцированного магнитного поля западной части Печорской впадины, фундамент которой образован миогеосинклинальными формациями рифея Тиманской складчатой системы. Магнитное поле юго-востока Прикаспийской впадины, пожалуй, скорее напоминает магнитное поле восточной части Печорской впадины, которое свойственно эвгеосинклинальным формациям рифея Печорской складчатой системы. Не исключено, что миогеосинклинальная зона доуралид по мере движения к югу постепенно выклинивается, и в составе Эмбенской складчатой зоны принимают участие лишь эвгеосинклинальные формации рифея. Выклинивание миогеосинклинальной зоны доуралид обусловлено, возможно, ее "расплавливанием" в мощных платформенных отложениях рифея, наличие которых можно предполагать в пределах Прикаспийского архейского массива.

По данным Н.С. Шатского (1955), погружение рифейской Прикаспийской впадины совершалось по глубоким разломам (Жадовскому и Заволжскому). Послед-

ние внутренним углом входят в тело Русской плиты и определяют положение того широкого раструба, которым открывается в сторону Прикаспийской впадины рифейский Пачелмский прогиб. Косвенным доказательством наличия мощных платформенных отложений рифея во внутренних районах Прикаспийской впадины служат данные глубинного сейсмического зондирования: мощность платформенного чехла в этих районах 18–25 км (Журавлев, 1969; Кухмазов и др., 1971; Фоменко, 1971) при мощности подсолевых (допермских) отложений местами 15 км.

Точный стратиграфический диапазон последних не определен, однако по скважинам Ерусаланско–Карпенковского профиля, пересекающего в Саратовском Заволжье Жадовский бортовой уступ Прикаспийской впадины, установлено наличие нижнепермских ассельско–артинских, средне–верхнекаменноугольных, ниже–среднекаменноугольных, нижекаменноугольных (бобриковско–малиновских) и верхнедевонско–нижекаменноугольных (средне–франско–турнейских) барьерных рифовых массивов (Грачевский, Калинин, Челепогин, 1971).

Одновозрастные с ними отложения во внутренних районах впадины представлены, по-видимому, маломощными депрессионными фациями. По этому профилю в глубь Прикаспийской впадины среди подсолевых отложений заметно возрастает лишь мощность терригенных пород среднего карбона (верейско–верхнебашкирских отложений). Следовательно, в составе мощных подсолевых (допермских) отложений платформенного чехла внутренних районов Прикаспийской впадины неизбежно должны быть полно развиты платформенные досреднефранские отложения палеозоя, а также отложения рифея, по времени накопления синхронные геосинклинальным формациям Эмбенской складчатой системы.

В пределах весьма значительной части Прикаспийского массива, охватывающей Хобдинский и Аралсорский региональные гравитационные максимумы, глубины залегания подошвы платформенного чехла превышают 18 км. В области таких больших погружений слой земной коры с физическими свойствами "гранитов" исчезает, и отложения платформенного чехла залегают непосредственно на породах фундамента с физическими свойствами "базальтов" (Журавлев, 1969; Кухмазов и др., 1971; Фоменко, 1971). Появлению обширного "базальтового окна" под платформенным чехлом сопутствует уменьшение мощности "базальтового" слоя до 10 км и существенный подъем поверхности верхней мантии – до глубины 26 км в Хобдинской зоне и 30 км в Аралсорской зоне. Однако не обязательно на большей части Прикаспийского массива непосредственно под платформенным чехлом залегают породы базальтового состава. Океанический тип строения земной коры здесь несомненно вторичен, и породы фундамента с граничными скоростями 7,0–7,2 км/сек возникли, вероятно, в результате последовательной и глубокой переработки "гранитного" слоя, который претерпел здесь гранулитовую стадию метаморфизма.

Выделение на карте в восточной, приуральской части Эмбенской складчатой зоны поздневарисийской (дотриасовой) складчатой полосы сделано весьма условно. К северу от слияния рек Эмбы и Темира эта полоса в первом приближении отвечает Южному периклинальному прогибу Уральской складчатой системы (Яншин, 1962). К югу от слияния упомянутых рек объективных данных для ее обособления нет.

Литература

- Брод И.О. Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины европейской части СССР. – Докл. АН СССР, новая серия, 1945, т. 10, № 6.
- Брод И.О. К проблеме поисков погребенных структур на южной окраине Русской платформы и в Предкавказье в связи с нефтегазоносностью. – Уч. зап. МГУ, вып. 108, Геология, т. 1, кн. 1, 1946.
- Брод И.О. О сравнительной оценке перспектив нефтегазоносности районов Северного и Северо–Восточного Прикаспия. – В сб.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Закаспий и Северный Прикаспий. (Труды Комплексной южной геол. экспед., вып. 8). Л., Гостоптехиздат, 1962.

- Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Грачевский М.М., Калинин Н.А., Чепелюгин А.Б. Направление и методика поисково-разведочных работ на газ и нефть на нижнепермском рифовом борту Прикаспийской впадины. – Нефтегазовая геол. и геофиз., научн.-техн. сб. 12, 1971.
- Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН АН СССР, вып. 42).
- Журавлев В.С. Тектоническая карта Европы. – В сб.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Гостептехиздат, 1962.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. – Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М., "Наука", 1964.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. Автореф. докт. дисс. М., 1969.
- Журавлев В.С., Кузьмин Ю.Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги. – Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2.
- Журавлев В.С., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Пространственные и временные соотношения между уралоидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5, 1965.
- Журавлев В.С., Раабен М.Е. Байкаллы Европы и послерифейская история их развития. – В сб.: Орогенетические пояса. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука", 1968.
- Кухмазов У.А., Ефимкин Н.С., Фоменко К.Е., Дементьева И.Г., Погребинский С.А., Коржавина Т.А., Шукаев В.А. Комплексные исследования в Прикаспийской впадине и ее обрамлении и основные направления геофизических работ. – Нефтегазовая геол. и геофиз., научн.-техн. сб. 2, 1971.
- Левин Л.Э., Сейфуль-Мулюков Р.Б., Толстой Н.С. Отражение строения фундамента в структуре осадочного чехла на юго-востоке Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 12.
- Левин Л.Э., Толстой Н.С. О структурном плане юрских и меловых отложений Волгоградско-Саратовского Поволжья (в связи с перспективами нефтегазоносности). – Изв. АН СССР, серия геол. 1966, № 4.
- Муратов М.В., Микунев М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. – Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1962, № 11.
- Розанов Л.Н., Сейфуль-Мулюков Р.Б., Левин Л.Э., Сальман Г.Б. Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы. М., "Недра", 1965.
- Соколов В.Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. – В сб.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Гостептехиздат, 1962.
- Фоменко К.Е. Солёносные бассейны мира в свете строения земной коры. (Автореф. доклада). – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 3, 1971.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. – Труды ВНИИГеофизики, вып. 4, 1958.
- Херасков Н.П., Милановский Е.Е., Кембрий и нижний ордовик Среднего Урала. – В сб.: Памяти профессора А.Н. Мазаровича. М., Изд-во МОИП, 1958.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н.С. О происхождении Пачельского прогиба. – В сб.: Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.
- Янин А. Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугожар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. – В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостептехиздат, 1962.

В. С. Журавлев

ОРИЕНТИРОВКА РАЗЛОМОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ¹

Еще в те годы, когда гипотеза о складчатом строении подсолевого ложа Прикаспийской впадины находила своих сторонников, в печати появлялись статьи, ей противоречащие. Так, Л.П. Смирнов (1933) указывал, что поскольку Урало-Эмбенский район расположен на шите в условиях большой жесткости, то породы, залегающие ниже соляной свиты, должны находиться почти в горизонтальном залегании, и складок, в том смысле, как их обычно понимают, здесь быть не может. Здесь возможны лишь незначительные дислокации глыбового типа, свойственные жестким системам.

Впоследствии соображения о наличии разломов кристаллического фундамента Прикаспийской впадины поддерживали Ю.А. Косыгин и Н.А. Калинин. Ю.А. Косыгин (1950) считал, что эти разломы располагаются незакономерно, а Н.А. Калинин в оставшейся неопубликованной монографии предположительно наметил две взаимно пересекающиеся системы разломов. Он выделил широтные разломы древнего заложения: Волгоградский, Хобдинско-Аралсорский и Астраханско-Устюртский, а также пересекающие и смещающие их более молодые поперечные разломы – Тамдыкульский, Иманкаринский, Каратонский, Новоказанский и Новобогатинский. Обосновывая наличие этой сети разломов, Н.А. Калинин ограничился лишь указанием, что она была намечена им с учетом данных гравиметрии, характера эрозионной сети и контуров берегов Каспия, морфологии соляных куполов и других косвенных признаков. Широтные (точнее – восток–северо–восточные) разломы, по мнению Н.А. Калинина, предопределили простираание региональных гравитационных максимумов. Он считал, что в данном случае Европейская платформа сначала прогибалась в южном направлении, вдоль древних горных систем возникли широтные разломы, а затем прогиб распространился в направлении Донбасса и Кавказа, образовались продольные (точнее – субмеридиональные) разломы. Эти положения Н.А. Калинина согласуются со взглядами А.Н. Карпинского (1883) на характер дислокаций южной половины Европейской России.

Широтные (точнее – восток–северо–восточные) разломы в кристаллическом фундаменте Прикаспийской впадины, по-видимому, действительно существуют (Журавлев, 1957). Напротив, пересекающие их поперечные разломы не подтверждаются ни данными геологии, ни данными геофизики. Сам Н.А. Калинин (1954) на схеме расположения соляных куполов показал Новобогатинский, Новоказанский, Каратонский и Иманкаринский поперечные разломы, но на следующей странице той же статьи привел структурную карту по поверхности подсолевого ложа. На карте видно, что эти гипотетические разломы никак не отражаются на поведении сейсмонизогипс, а, следовательно, и не контролируют

¹ Статья написана в середине 50-х годов, когда отсутствовали региональные сейсмические профили через Прикаспийскую впадину. Впоследствии сейсмическими исследованиями было доказано наличие субмеридиональных разломов фундамента, что принималось и В.С. Журавлевым в последующих работах. Тем не менее критика взглядов П.Е. Харитонova в основном справедлива. – Прим. ред.

распределение мощностей и фаций гидрохимических осадков кунгура и отложенный надсолевого комплекса.

Соображения Н.А. Калинина о наличии субмеридиональных разломов, рассекающих кристаллический фундамент Прикаспийской впадины, поддержал П.Е. Харитонов (1954а, 1954б, 1955а). По его данным к востоку от р. Урал фиксируется в виде различно выраженных флексур осадочного чехла три разлома кристаллического фундамента, которые (за исключением северных частей) совпадают с Каратонским, Иманкаринским и Тамдыкульским разломами Н.А. Калинина. По мнению П.Е. Харитонova, западный разлом – Каратонский – имеет протяженность до 500 км и от Тугаракчанского поднятия в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума прослеживается на север через низовья р. Эмбы, дельту р. Урал и по долине последней к пос. Калмыково и оз. Челкар. Средний разлом – Иманкаринский, протяженностью свыше 450 км, прослеживается от крутого изгиба северных чинков Устюрта в урочище Токсанбай, уходит на северо-запад, огибает плато Кумонкумо и Шульмира, пересекает р. Эмбу ниже урочища Кандарал и р. Сагиз западнее ж.д. ст. Джан-терек, а затем плавно поворачивает к северу, проходя вдоль подножья Зауральских сыртов.

П.Е. Харитонов (1955а) указывает, что Каратонский и Иманкаринский разломы огибают с запада и востока Хобдинский вал и его продолжение к югу, где гравитационное поле отличается спокойным характером и несколько повышенными значениями аномалий силы тяжести. Наконец, восточный разлом – Донгелексорский (по Н.А. Калинину – Тамдыкульский), протяженностью около 400 км, от места смыкания Чаграйского плато с Устюртом направляется на северо-запад, пересекает р. Сагиз ниже устья р. Терс-аккан, а затем плавно поворачивает на север и север-северо-восток и пересекает р. Уил ниже нефтепромысла Шубар-кудук.

П.Е. Харитонов считает, что наличие Каратонского разлома подтверждается почти трехкратным увеличением мощности мезозоя к юго-западу от него, более чем десятикратным увеличением глубины до вершин соляных массивов куполов в южной части его опущенного крыла, а также согласной с его простиранием ориентировкой соляных куполов Кызыл-кудук, Асанкеткен, Черная речка и расположением по его линии единственных прорванных куполов Карачунгул и Черная речка.

Однако глубокая сейсморазведка (Баренбойм, 1953, 1955) достаточно убедительно показала, что от пос. Калмыково на р. Урал, где в районе соляного купола Санкебай подошва соленосной толщи кунгура прослеживается на глубине свыше 9,9 км, подсолевое ложе к промысловому району Южной Эмбы воздымается под углами, не превышающими долей градуса ($20-40'$). Пологий подъем его продолжается до северной периферии Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, где углы возрастают до $1-2^{\circ}$, а в его приосевой части – до $10-15^{\circ}$, намечая северо-западный склон крупного поднятия докунгурских пород. Плоский свод последнего в общих чертах совпадает с осевой частью регионального гравитационного максимума, которая протягивается на расстоянии до 250 км в восточном – северо-восточном направлении, от сора Мертвый Кулдук к колодцам Диар, а затем отклоняется к северу и затухает на междуречье Эмбы и Маннесая.

На всем обширном пространстве, охваченном сейсморазведкой, только лишь от района соляного купола Тюлюс к излучине р. Эмбы в урочище Кандарал на глубине около 5 км прослеживается параллельное Южно-Эмбенскому гравитационному максимуму незначительное поднятие подсолевого ложа. На северо-западе в промысловом районе Южной Эмбы и дальше до куполов Индер и Санкебай какие-либо дислокации подсолевого ложа, в том числе и гипотетический Каратонский разлом, глубокой сейсморазведкой зафиксированы не были.

По мере приближения с северо-запада к погребенному поднятию докунгурских пород в осевой зоне Южно-Эмбенского гравитационного максимума – к Южно-Эмбенскому краевому плакантиклиналу Европейской платформы (Яншин,

1955), мощность кунгура в соляных массивах куполов последовательно уменьшается, а глубина до вершин соляных массивов куполов соответственно увеличивается. Эти закономерные изменения гипсометрического положения соляных массивов куполов и мощности в них соли происходят не по отношению к гипотетическому Каратонскому разлому, а к Южно-Эмбенскому краевому плакантиклину. Впрочем, в одной из статей сам П.Е. Харитонов (1955б) достаточно убедительно подтвердил это положение.

Мезо-кайнозойские отложения от низовий р. Эмбы моноκлиально, под углами, не превышающими $2-3^{\circ}$, погружаются к югу, в сторону, противоположную наклону подсолевого ложа. Обширный геологический и геофизический материал показывает, что пологое и монотонное погружение этих пород не осложнено флексурой, которая, по мнению П.Е. Харитонova, должна соответствовать Каратонскому разлому. Даже над Южно-Эмбенским плакантиклином они не испытывают изгиба, не претерпевают фациальных изменений и продолжают полого погружаться. От крайних южных соляных куполов — Майбулака и Конуслая до верховьев сая Моначи, прорезающего обращенные к сору Мертвый Кулгук северные чинки Устюрта, глубина залегания подошвы неокома по данным сейсморазведки увеличивается вдвое и достигает 3 км. При этом суммарная мощность мела, судя по интервалу между подошвой неокома и подошвой палеогена (между III и I отражающими горизонтами), заметно возрастает к югу, к осевой зоне Северо-Устюртского прогиба, возникшего скорее всего над краевым прогибом южных субширотных герцинид (Яншин, 1951). Следовательно, отмеченное П.Е. Харитоновым значительное увеличение мощностей мезозоя происходит не по отношению к гипотетическому Каратонскому разлому, а по отношению к Северо-Устюртскому прогибу.

Характерно, что на составленных им самим (Харитонов, 1954б, 1955а) схематических картах изопакит отдельных ярусов мезозоя, флексура, отвечающая Каратонскому разлому, не прослеживается. Изопакиты всех ярусов мезозоя на этих картах пересекают гипотетический Каратонский разлом и простираются параллельно ему лишь под водами Каспия, т.е. именно там, где они проведены предположительно. На тех же картах по рисунку изопакит П.Е. Харитонов выделяет на юге Каратонский прогиб, на севере — Байчунаасский прогиб и разделяющий их относительно приподнятый Жилокосинский выступ. По его мнению, эти структуры являются подсолевыми, но развивались они унаследованно на протяжении всего мезозоя. Однако известно, что в их районе подсолевое ложе не испытывает изгиба, а моноκлиально и весьма полого наклонено на северо-запад.

Правильность их выделения в отложениях мезозоя также вызывает сомнение, ибо в условиях соляной тектоники выбор исходных цифр мощностей для проведения изопакит может быть произведен весьма условно. П.Е. Харитонов при построении схематических карт изопакит учитывал скважины, расположенные на периферии соляных куполов, основываясь на том, что замеренные по ним мощности отдельных горизонтов мезозоя приближаются к мощности тех же горизонтов в еще не разбуренных межкупольных депрессиях. Для последних он принимал вероятное увеличение мощности в среднем на 20–30% и считал, что эти соотношения одинаково пропорциональны для всей территории. Однако это допущение справедливо лишь в том случае, если бы соляные купола и межкупольные депрессии были бы повсеместно тождественны по структуре и истории развития. Но, даже если согласиться с доводами в пользу наличия упомянутых выше крупных унаследованных структур, то остается неясным, почему Каратонский разлом, который, по П.Е. Харитонову, также развивался унаследованно в течение всего мезозоя и кайнозоя, пересекает Каратонский и Байчунаасский прогибы, не вызывая изменения в направлении изопакит на схематических картах, составленных П.Е. Харитоновым.

Вызывает возражение и его утверждение о том, что соляные купола Кзыл-кудук, Асанкеткен и Черная речка ориентированы согласно с простираанием Каратонского разлома. Попытки разместить соляные купола по определенным структурным линиям предпринимались неоднократно, но всегда были безуспеш-

ными, ибо соляные купола обладают самой разнообразной ориентировкой длинных осей и нередко располагаются взаимно перпендикулярно (например, купола Тюлегень и Байчунас). Поэтому различные исследователи неизбежно подходят субъективно к оценке структурных связей между ними: если П.Е. Харитонов намечает линию соляных куполов Кзыл-кудук, Асанкеткен и Черная речка, параллельную Каратонскому разлому, то Ю.А. Косыгин, Н.А. Швембергер и Ю.П. Никитина (1948) говорили о наличии цепочек соляных куполов Доссор – Тюлегень – Байчунас и Сагиз – Бисбулюк – Сатепалды, которые располагаются перпендикулярно к намеченному впоследствии разлому.

Наконец, близ дельты Урала располагается не единственный открытый (прорванный, по П.Е. Харитонову) соляной купол Черная речка, а целая группа подобных ему куполов – Новобогатинск, Кусанбай, Каменный и Станция № 2. Эти купола по размерам и характеру тектоники принципиально отличаются от миниатюрного купола Карачунгул, который по деталям структуры тяготеет к немногочисленным открытым куполам восточной периферии Прикаспийской впадины – Кумыз-тубе, Саркрамабау, Замятина и др. Открытые соляные купола, обнаруженные бурением близ дельты Урала, подобны обширным открытым куполам с неглубоко залегающими соляными массивами и мульдами оседания в их сводах, а также закрытым соляным куполам с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла. Все эти структуры преимущественно распространены в пределах обширной области верхнеплиоцено-четвертичного прогибания, которая простирается от Волги до Зауральских сыртов, от Общего Сырта к Каспийскому морю и выделяется на всех гипсометрических картах зеленым цветом Прикаспийской низменности. Поэтому нет никаких оснований для трассирования Каратонского разлома от Карачунгула именно на Черную речку, а не на любой другой из многочисленных подобных ему куполов.

В последнее время в печати появились высказывания о существовании разлома, совпадающего с Каратонским разломом Н.А. Калинина и П.Е. Харитонova. По мнению Р.И. Грачева и Т.Н. Джумангалиева (1956), вдоль современного русла р. Урал от верхней перми до кайнозоя включительно существовал разлом кристаллического фундамента, к западу и востоку от которого накапливались осадки разного фациального облика и мощности. Они считают, что по нему происходило опускание междуречья Урала и Волги, которое было наиболее интенсивным в верхнем плиоцене, ибо там отложились мощные толщи акчагыла и апшерона, которые к востоку от р. Урал якобы не накапливались совершенно. Последнее утверждение явно противоречит действительности: морские отложения верхнего плиоцена широко распространены к востоку от р. Урал.

Граница современного распространения морских отложений акчагыла от дельты р. Урал и соляного купола Станция № 2 протягивается на северо-восток к соляным куполам Кошак–Танатар, Куттубай и выходит к пескам Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил. От места выхода последней в низменную степь она плавно поворачивает на северо-запад и направляется вдоль подножья Зауральских сыртов к г. Уральску. Далее она проходит по южному склону Общего Сырта, а в Саратовском Заволжье отклоняется далеко на север, ибо там морские отложения акчагыла заполняют Узени–Иргизскую верхнеплиоценовую впадину. Естественной западной границей их распространения служит высокий правый берег Волги, а к югу от Волгограда – восточные обрывы Ергеней. В пределах контура их распространения, на несколько меньшей площади прослеживаются морские отложения апшерона и только на Общем Сырте над акчагылом залегают различные горизонты континентальной сыртовой серии.

Наличие морских отложений верхнего плиоцена к востоку от р. Урал, в восточной части Раложной верхнеплиоцен-четвертичной синеклизы опровергает утверждение Р.И. Грачева и Т.Н. Джумангалиева о том, что в верхнем плиоцене существовал Каратонский разлом, ограничивающий с востока распространение акчагыльской трансгрессии. Правда они указывают, что непосредственно к западу от самых низовий р. Урал суммарная мощность отложений

верхнего плиоцена превышает 3000 м (судя по стратиграфической колонке она колеблется от 300 до 3500 м). Такая мощность необычна и явно завышена. Она определена севернее соляного массива купола Новобогатинск сейсмическими профилями, на которых отражающие площадки не были привязаны к стратиграфическому разрезу. Между северным побережьем Каспия и южным склоном Общего Сырта максимальные мощности отложений верхнего плиоцена достоверно установлены (бурением и сейсморазведкой) на междуречьи Урала и Волги севернее Рын-песков, где подошва акчагыла прослеживается на абсолютных отметках 500–600 м.

Таким образом, Каратонский разлом в трактовке Р.И.Грачева и Т.Н.Джумангалиева не подтверждается данными анализа мощностей отложений верхнего плиоцена. Не подтверждается он и при анализе мощностей палеогена, мезозоя и верхней перми: при сопоставлении разрезов правобережья Урала и промышленного района Южной Эмбы не установлено каких-либо существенных различий ни в мощностях, ни в фациальном облике осадков. В заключении своей статьи Р.И.Грачев и Т.Н.Джумангалиев, забыв о намеченном ими разломе, указывают, что "...мощности, литология, коллекторские способности разрезов мезо-кайнозоя Эмбы и междуречья Урал – Волга почти тождественны".

Наличие более восточного Иманкаринского разлома П.Е.Харитонов обосновывает резким увеличением мощностей мезозоя к западу от него. Однако факты не подтверждают это положение. Литолого-стратиграфический анализ и сопоставление разрезов надсолевых отложений восточной части Прикаспийской впадины показывают, что распределение мощностей и фаций всех горизонтов мезозоя и третичных отложений (от верхнего триаса до конца миоцена) подчинено общей закономерности, выражающейся в постепенном переходе от больших мощностей и морских фаций на юге (в промышленном районе Южной Эмбы) к малым мощностям и мелководным или континентальным фациям на востоке и северо-востоке. Эту закономерность не нарушает гипотетический Иманкаринский разлом, который не отражается сколь-нибудь убедительно (особенно в южной части) на схематических картах изопакит, составленных самим П.Е.Харитоновым.

П.Е.Харитонов указывает, что вдоль Иманкаринского разлома к северу от 43 параллели почти на 300 км протягивается резко выраженная граница между меловыми и четвертичными отложениями, причем на большом протяжении разлома четко прослеживается абразионный уступ хвалынского моря. Однако только на междуречьи Сагиза и Эмбы линия Иманкаринского разлома намечена применительно к этому абразионному уступу. Южнее р. Эмбы и севернее р. Сагиз она с ним не только не совпадает, но и не отвечает границе между меловыми и четвертичными отложениями. Последняя к северу от р. Сагиз, вопреки гипотетическому разлому, отклоняется не на северо-северо-восток, а круто поворачивает на северо-запад, к г. Уральску, следуя направлению Зауральских сыртов от места выхода р. Уил в низменную степь.

Намеченный П.Е.Харитоновым Иманкаринский разлом в северной части пересекает под прямым углом гравитационную ступень, ограничивающую с юго-востока Хобдинский региональный гравитационный максимум. Именно по этой ступени, а не по Иманкаринскому разлому, происходит резкое изменение амплитуд гравитационных аномалий.

Доказывая наличие Донгелексорского разлома, П.Е.Харитонов опирается исключительно на геологические данные: на отсутствие отложений сармата восточнее этого разлома, на некоторое увеличение мощности мезозойских отложений западнее зоны разлома и, наконец, на различия соляной тектоники к востоку и западу от разлома.

Между тем, сохранившиеся от размыва лишь на немногих участках отложения сармата прослеживаются до абсолютных отметок +200 м. Современное положение их наиболее восточных пятен не определяет восточной границы распространения сарматской трансгрессии, а тем более и положения Донгелексорского разлома. Линия этого разлома, намеченная П.Е.Харитоновым, пересе-

кает бассейны Большой Хобды, Уила, Сагиза и Эмбы, причем вдоль нее не наблюдается заметного увеличения мощности отложений мезозоя, нарушающего отмеченную выше закономерность в распределении их мощностей и фаций.

По данным П.Е. Харитонova, соляная тектоника к востоку и западу от Донгелексорского разлома неодинакова: к востоку соляные купола якобы имеют обширные размеры, расплывчатые очертания, слабо нарушены сбросами и в сводах их обнажаются отложения не древнее альба, а к западу от этого разлома все они невелики по размерам и резко очерчены. Однако на геологической карте любого масштаба подобной закономерности в расположении соляных куполов не наблюдается. Так, например, на схеме "Региональные разломы и сбросы Прикаспийской впадины" (М.М. Жукова, С.И. Миронова, П.Е. Харитонova и А.Л. Яншина)", находящуюся в музее Землеведения МГУ, нанесены Каратонский, Иманкаринский и Донгелексорский разломы П.Е. Харитонova. Вкrest их простирания, от верхогий Темира и Уила на запад-юго-запад, через междуречья Уила и Сагиза, Сагиза и Эмбы к промысловому району Южной Эмбы протягивается полоса интенсивного проявления соляной тектоники (в общих чертах она соответствует восточной части Гурьевского прогиба, выделенного Ю.А. Косыгиным в 1950 г.). К юго-юго-востоку от этой полосы, по мере приближения к Южно-Эмбенскому региональному гравитационному максимуму, интенсивность соляной тектоники ослабевает. Изменения ее характера обусловлены не гипотетическими субмеридиональными разломами, а плавным подъемом подсолевого ложа к юго-юго-востоку, постепенным сокращением мощности осадков кунгура и последовательными фациальными изменениями их состава.

Таким образом, все доводы П.Е. Харитонova для обоснования Каратонского, Иманкаринского и Донгелексорского разломов не выдерживают критики. Поэтому его вывод (Харитонов, 1955а) о наличии закономерно возвышающихся к востоку ступеней: Прикаспийской, Нижнеэмбенской, Среднеэмбенской и Верхнеэмбенской, ограниченных этими разломами, имеющих ширину от 60–70 до 160–200 км при протяженности до 400 км и прослеживающихся в отложениях мезозоя, необходимо поставить под сомнение. Нельзя согласиться и с тем, что со стороны центральных областей Прикаспийской впадины они заходят огромными клиньями в острый угол, образованный сочленениями азиатских и европейских герцинид.

В настоящее время нет убедительных доводов о наличии региональных разломов кристаллического фундамента Прикаспийской впадины, имеющих субмеридиональное или близкое к нему простирание. Напротив, существование разломов восток-северо-восточного простирания – Хобдинского, Аралсорского и Южно-Эмбенского, в различной степени подтвержденных данными геологии и геофизики – несомненно (Журавлев, 1957). Эти разломы явились секущими по отношению к окаймлявшим юго-восточный угол платформы мобильным геосинклинальным зонам и определили характер накопления осадков палеозоя и характер структуры докунгурских пород. В докунгурское время эти разломы обусловили ступенчатый характер угла платформы и образование Хобдинского, Аралсорского и Южно-Эмбенского плакантиклиналов. Эти плакантиклиналы контролировали распределение гидрохимических осадков кунгура, а различия состава осадков кунгура определили впоследствии различия соляной тектоники в пределах Прикаспийской впадины.

Литература

- Баренбойм М.И. О регистрации подсолевых горизонтов. – Прикладн. геофиз., вып. 10, 1953.
- Баренбойм М.И. Схема строения поверхности подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины. – Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 1.
- Грачев Р.И., Джумангалиев Т.Н. Геологическое строение восточной части междуречья Урал-Волга. – Труды Ин-та нефти АН КазССР, т. 1, 1956.
- Журавлев В.С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 3, 1957.

- Калинин Н.А. К тектонике юго-востока Русской платформы. - Нефтяное хозяйство, 1954, № 10.
- Карпинский А.Н. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. - Горный журнал, 1883, т. II.
- Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю.А., Швембергер Н.А., Никитина Ю.П. О некоторых закономерностях расположения соляных куполов Южной Эмбы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, № 2, 1948.
- Смирнов Л.П. Соляные купола в Южном Урале и Урало-Эмбенском районе. - В сб.: Нефтяные месторождения Урало-Эмбенского района. М., ГОНТИ, 1933.
- Харитонов П.Е. О региональных разломах в пределах Эмбенской солянокупольной области. - Докл. АН СССР, 1954а, т. 95, № 6.
- Харитонов П.Е. О крупных подсоловых структурах Южно-Эмбенского района. - Докл. АН СССР, 1954б, т. 96, № 1.
- Харитонов П.Е. Основные черты геоструктуры Эмбенской солянокупольной области. - Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 46, вып. геол., 1955а.
- Харитонов П.Е. Некоторые особенности гипсометрического положения соляных штоков Южной Эмбы. - Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 46, вып. геол., 1955б.
- Яншин А.Л. Взгляды А.Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. - В сб.: Памяти академика А.Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А.Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТНИКА ПРИКАСПИЙСКОЙ И ПРЕДДОБРУДЖИНСКОЙ ВПАДИН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На окраинах Восточно-Европейской платформы¹ развиты глубокие впадины, названные В.С. Журавлевым (1972) экзогональными. До настоящего времени детальному сравнительному тектоническому анализу подверглись три впадины: Польско-Германская (Североморская), Печерская и Прикаспийская, расположенные соответственно на западном, северо-восточном и юго-восточном внешних углах, или краях, платформы. Теперь можно добавить к ним Преддобруджинскую впадину, расположенную на юго-западном краю, и дать ее характеристику в сравнении с Прикаспийской.

Прикаспийская впадина является наиболее значительной по величине и самой глубоко погруженной. Хотя ее размеры, геоморфологические и тектонические ограничения неоднократно разбирались в литературе, до сих пор нет однозначных решений.

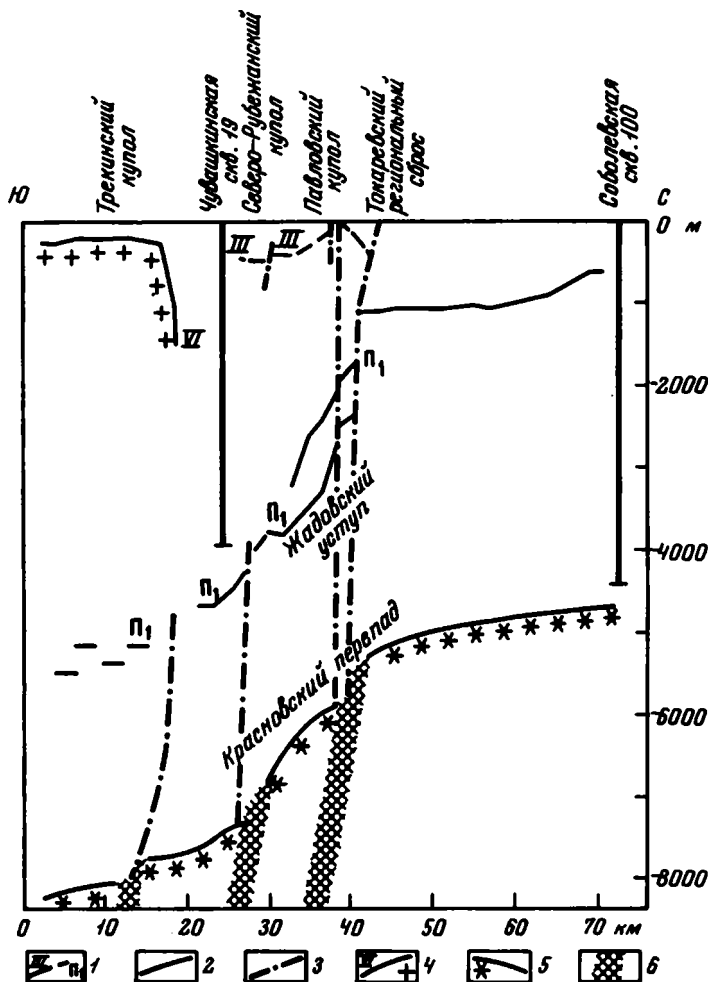
Во внутренних ее районах, в зоне Хобдинского и Аралсорского максимумов силы тяжести, по данным глубокого сейсмического зондирования установлено, что поверхность верхней мантии располагается на отметках -26-30 км. Гранитный слой на этих участках подвергся, вероятно, полной или почти полной переработке (Журавлев, 1972).

В отношении возраста кристаллического основания также нет единого мнения. Характер геофизических, главным образом геомагнитных полей косвенно позволяет считать, что кристаллическое основание восточной, меньшей, половины впадины, отличающейся линейно-вытянутыми, субмеридионально ориентированными магнитными аномалиями, типичными для уралид и доуралид, имеет верхнепротерозойский, эпибайкальский возраст. Западная, большая, половина впадины характеризуется почти недифференцированным магнитным полем, показательным для областей с архейским и раннепротерозойским фундаментом. Самые низкие абсолютные отметки залегания его поверхности в зоне упомянутых гравитационных максимумов -20 -23 км, а максимальные глубины залегания подошвы кунгурских отложений здесь же превышают 11 км.

Прикаспийская впадина характеризуется мощным осадочным чехлом с преобладанием в нем галогенных кунгурских толщ, серией структурных этажей, краевых и внутренних региональных разломов. Широко развиты локальные структуры, особенно соляные, имеющие линейные ориентированные оси, сопряженные с разломами, и изометрические структуры, а также местные разрывные нарушения во всех горизонтах осадочного чехла (Бутковский, Гинодман, Кожевников, 1965; Журавлев, 1972).

Остановимся подробнее на характеристике северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в районе г. Уральска. Здесь фиксируется внешняя часть бортовой зоны, бортовой уступ (Красновско-Токаревский, по И.И. Кожевникову, 1962) и внутренняя часть бортовой зоны - край собственно Прикаспийской впадины с повсеместно развитой соляной тектоникой.

¹у разных авторов выделяется также под названием Русской, или Европейской, платформы.



Схематический сейсмо-геологический разрез северной бортовой зоны Прикаспийской впадины (по Ю.М. Бутковскому, А.Г. Гинодману, И.И. Кожевникову, 1965)

1 - опорные сейсмические отражающие горизонты; 2 - отражающие сейсмические горизонты; 3 - предполагаемые нарушения по данным сейсморазведки МОВ; 4 - поверхность соли - отражающий сейсмический горизонт VI; 5 - поверхность кристаллического фундамента по данным сейсморазведки КМПВ; 6 - системы разломов кристаллического фундамента

Во внешней части бортовой зоны поверхность кристаллического фундамента погружается на юг от отметок -3500 м до -6500 м на протяжении 30-40 км. Это погружение осложнено Камелик-Чаганским, Соболевским и другими выступами, Перелюбской впадиной и субширотными разломами в основном с опущенными по ним южными блоками. Южнее фиксируется более крутое падение поверхности фундамента, названное И.И. Кожевниковым (1962) Красновским перепадом. Здесь поверхность погружается от абсолютных отметок -5000 -6500 м до -8000 -9000 м на протяжении 30-40 км и осложнена Ташлинским выступом (Бутковский, 1968). Перепад расчленен системами разломов, соответствующих собственно бортовому уступу и сопутствующих ему, суммарной амплитудой от 200 до 1000 м (см. рисунок). Южнее, в пределах внутренней части бортовой зоны, эта поверхность погружается от отме-

ток -8000 -9000 м до 1200 м на расстоянии 60-70 км (примерно до широты северного берега оз. Шалкар).

Установленные сейсморазведкой КМПВ (Фоменко, 1972), а также намеченные по системам расположенных параллельно бортовому уступу соляных куполов разломы секут поверхность фундамента вкрест простирания. На западе они имеют юго-западную - северо-восточную ориентировку, в центре - субмеридиональную, на востоке - юго-восточную - северо-западную согласно изменению основного направления бортового уступа. Системы разломов, по-видимому, представляют собой многочисленные сбросы или взбросы, образующие отдельные блоки типа клавишей. Структура залегающих выше доэйфельских терригенных, возможно туфогенных, осадочных образований пока не изучена, очевидно они также погружаются в южном направлении, нивелируя древние разломы, выступы фундамента и в какой-то мере Красновский перепад. Древние породы образуют доэйфельский структурный этаж или несколько этажей.

Во внешней части бортовой зоны, к северо-западу от г. Уральска, сейсмический отражающий горизонт, соответствующий кровле верейских терригенных отложений, погружается на юго-восток к бортовому уступу от абсолютных отметок -2300 до -3500 м на протяжении 60-70 км¹, а к северу от г. Уральска - на юг от -2100 до -4200 м (30-40 км). Несколько восточнее отражающий сейсмический горизонт, соответствующий бориковским отложениям, погружается на юг и юго-запад от абсолютных отметок -2800 до -4700 м (60-70 км).

Во внутренней части бортовой зоны отражающая поверхность, расположенная в отложениях среднего карбона, на западе погружается на юг от абсолютных отметок -5000 до -5600 м (12 км), в центре - от -4200 до -8400 м (50 км), на востоке - от -4800 до -5800 м (16 км).

Во внешней части бортовой зоны подошва кунгурских отложений погружается на западе на юго-восток от -1000 до -2600 м (75-80 км), в центре - на юг от -1200 до -2600 м и от -1800 до -3400 м (50 км), а на востоке - на юго-запад от -1400 до -3200 м (60-70 км). Во внутренней части бортовой зоны подошва соленосного кунгура (отражающий горизонт П₁) погружается в том же направлении на западе от абсолютных отметок -4000 до -8500 м (70-75 км), в центре - от -3600 до -5500 м (25-300 км до широты г. Уральска) и южнее от -5500 до -8500 м (60-65 км), а на востоке - от -4500 до -8500 м (75-80 км).

Структурный облик поверхностей подсолевых докунгурских образований в обеих частях зоны фиксирует на западе южное окончание Жигулевско-Пугачевского, а на востоке Оренбургского сводов (Пилугино-Сорочинского, по И.И. Кожевникову, 1962) и Бузулукскую впадину между ними. Последняя замыкается выполаживанием слоев в пределах внутренней части бортовой зоны на широте г. Уральска. Южнее фиксируется моноклиальное погружение (Фоменко и др., 1972). Во внешней части бортовой зоны падение пород осложнено сбросами и пликативными дислокациями типа небольших выступов, впадин и локальных поднятий. Положение их в плане вверх по разрезу смещается, амплитуда уменьшается.

Жадовский уступ (Козлов, Шчелькевич, 1945) - часть Красновско-Токаревского бортового уступа - развит в породах докунгурского палеозоя. Это "зона дробления", или серия разрывных нарушений, сопряженных с разломом фундамента. Уступ имеет субширотное простирание и в центральной части вклинивается в глубь Бузулукской впадины. Амплитуда смещения по уступу: максимальная 600-800 м на периклиналях упомянутых сводов и минимальная 300-400 м в осевой части Бузулукской впадины. На поднятом и опущенном крыльях Жадовского уступа к нему примыкают поднятия, а на поднятом, кроме того, отмечается воздымание докунгурских образований, что также влияет на амплитуду.

¹Далее протяженность погружения указана в скобках.

Во внутренней части бортовой зоны докунгурские образования осложнены пликативными дислокациями, выполаживающимися и смещающимися в плане вверх по разрезу. Здесь развиты "зоны дробления" докунгурских пород, сопряженные с упомянутыми разломами кристаллического основания. Вблизи Жадовского уступа они установлены по потере корреляции сейсмических горизонтов под цепочками соляных куполов, а южнее трассируются по линейному расположению последних (Бутковский, Гиноман, Кожевников, 1965).

Во внешней части бортовой зоны поверхность соленосных отложений кунгура также очерчивает упомянутые палеосводы и Бузулукскую впадину между ними. Падение пород относительно пологое: на западе к бортовому уступу от абсолютных отметок -300 до -1400 м (70-75 км), в центре - от -1000 до -1600 м (35-40 км), а на востоке - от -1100 до -2100 м (55-60 км). Породы осложнены сбросами и пликативными дислокациями, включающими и локальные поднятия, часто не имеющими корней в подсолесных образованиях. Большинство сбросов, прослеженных в последних, затухает в соленосных породах кунгура. Над Жадовской "зоной дробления" в осевой части Бузулукской впадины развиты купола "солевого вала". На их плоских сводах кровля кунгурских отложений залегает на абсолютных отметках от -1600 до -800 м. К востоку "вал" переходит в Илекскую флексуру, к которой с юга примыкают прифлексурные мульды (Кожевников, 1962).

Во внутренней части бортовой зоны соляные купола сгруппированы в цепочки, параллельные Жадовскому уступу. Соотношение осей соляных массивов куполов 1:3, 1:4, крылья их крутые, возможны карнизы - оверхенги. Абсолютные отметки поверхности соли на сводах от -200 до -600 м. Амплитуда массивов к югу не увеличивается.

Вдоль цепочек куполов вытянуты межкупольные пространства, или межкупольные депрессии, корытообразной формы. Абсолютные отметки залегания соли в них на севере, непосредственно вблизи бортового уступа, -3000 м, южнее они достигают -4800 м.

Во внешней части бортовой зоны гипс-ангидритовая толща казанского яруса, залегающая внутри карбонатных и преимущественно терригенных пестроцветных глинисто-песчаных и гидрохимических образований верхней перми и триаса, погружается к бортовому уступу: на западе - на юго-восток от абсолютных отметок -150 до -900 м (70-75 км), в центре - на юг от -500 до -1300 м (35-45 км), на востоке - на юго-запад от -500 до -1300 м (60 км).

Падение пород казанского яруса более пологое, чем пород кунгура. Они также осложнены сбросами небольшой амплитуды, в основном не опускающимися ниже поверхности соленосных кунгурских образований. Установлены пликативные дислокации, локальные поднятия. Во внутренней части бортовой зоны условия залегания этих отложений в депрессионных участках практически не изучены. Однако известно, что на куполах "солевого вала" они залегают на абсолютных отметках от -1000 до -600 м, а в примыкающих к Илекской флексуре мульдах - до -1800 м.

Карбонатные, терригенные и гидрохимические образования среднего и верхнего девона, карбона, перми и триаса образуют эйфельско-триасовый структурный этаж (или этажи).

На триасовых, а во внутренней части бортовой зоны и на кунгурских образованиях залегают среднеюрские отложения, располагающиеся в низах юрско-палеогенового структурного этажа, сложенного в основном терригенными, карбонатными и кремнистыми породами. Во внешней части бортовой зоны погружение юрских и меловых образований юго-западное; фиксируется постепенная смена нижнетриасовых пород на северо-востоке юрскими и меловыми у южной границы внешней части зоны. Подошва юрских отложений погружается от отметок -300 до -250 м у Токаревского регионального сброса (Кожевников, 1962).

На севере протягивается субширотная Черниговско-Соболевская полоса брахиантиклиналей, смыкающаяся на востоке с локальными поднятиями юго-

западной периклинали Оренбургского свода. С юга она ограничена Камелик-Чаганской флексурой, на западе, южнее ее, располагается субширотный Южно-Камеликский прогиб (Бутковский и др., 1965). Еще южнее фиксируется Солдатско-Карповская полоса поднятий, состоящая из небольших брахиантиклиналей амплитудой до 100 м, разделенных мульдами. Отмеченные в верхнепермских и триасовых образованиях сбросы и грабены прослеживаются также в юрских и меловых отложениях.

По северному крылу куполов "солевого вала" протягивается Токаревский региональный сброс, на востоке, близ пос. Иртек, у места исчезновения куполов этого "вала" сочленяющийся с Илекской флексурой. Обе дислокации являются в надсолевых доплиоценовых образованиях частью Красновско-Токаревского уступа. Простираение их согласуется с направлением разрывных нарушений в докунгурских породах. Максимальная амплитуда Токаревского сброса на западе 600 м. Плоскость сбрасывателя падает на юг под углом от 90 до 30°. По сбросу породы мела, юры и триаса на севере контактируют с образованиями палеогена, а юге — верхнего мела. Илекская флексура располагается на южной периклинали Оренбургского свода и имеет юго-восточное простираение. Абсолютные отметки подошвы юры изменяются с севера на юг от -140 до -240 м на 15-20 км в пределах ее смыкающего крыла.

Во внутренней части бортовой зоны, являющейся частью Узени-Илекской прибортовой структурной полосы, надсолевые доплиоценовые образования облекают соляные массивы куполов, компенсационные мульды и межкупольные пространства (депрессии). На куполах "солевого вала" соляные массивы на сводах перекрыты породами от верхней перми до верхнего мела, а на более южных куполах за исключением немногих, открытых на современной и доплиоценовой поверхности, — от триаса до маастрихта. Непосредственно вблизи бортового уступа и несколько южнее его купола сгруппированы в цепочки, расположенные над "зонами дробления" подсолевых образований, и вытянуты в общем с ними направлении, являясь одновременно их индикаторами. На юге рассматриваемого участка ориентированность теряется.

Надсолевые образования имеют на крыльях крутые углы падения, осложнены сбросами продольными, радиальными и образующими грабены. Последние сложены верхним мелом и палеогеном.

Замкнутые компенсационные мульды развиты в основном на юге и примыкают к сводам и крутым крыльям куполов. Они выполнены палеогеном; некоторые мульды нарушены сбросами. Подошва палеогена в них залегает на абсолютных отметках -800 м, а подошва мела -2100 м.

В межкупольных пространствах на современной и доплиоценовой поверхностях на севере и северо-востоке развиты слабодислоцированные нижнемеловые и верхнемеловые образования, а на юге и юго-западе — палеогеновые. Внутри пространств намечаются корытообразные мульды со сбросами небольшой амплитуды в центре и седловидные перешейки, соединяющие купола внутри ориентированных цепочек. Подошва мела в межкупольных депрессиях залегает на севере на абсолютных отметках до -400 м, а на юге — до -1900 м.

Рост соляных куполов и перераспределение соляных масс во внутренней части бортовой зоны Прикаспийской впадины происходили преимущественно в эпохи крупных перерывов осадконакопления в предтриасовое, предсреднеюрское и преднеогеновое время, когда это перераспределение сочеталось с максимальными процессами денудации. Отмечаются также кратковременные подвижки соли, совпадающие с относительно небольшими перерывами в осадконакоплении в поздней юре, раннем мелу, перед туронским веком и др. Рост куполов происходил и одновременно с осадконакоплением в мезозое и палеогене, о чем свидетельствует уменьшение мощности этих отложений к сводам структур (Бутковский, 1968).

Плиоцено-четвертичные глинисто-песчаные образования слагают самый верхний структурный этаж Прикаспийской впадины. Он образовался после дли-

тельного перерыва, продолжавшегося от конца палеогена до начала акчагыльского века. Плиоцен-четвертичные отложения очень слабо дислоцированы и в основном выполняют понижения доплиоценового рельефа. Последний в значительной степени наследует структуру мезозойских образований. Во внешней части бортовой зоны Черниговско-Соболевская, Солдатско-Карповская полосы поднятий возвышены в доплиоценовом рельефе. Над Южно-Камеликским прогибом, Камелик-Чаганской флексурой, восточным окончанием Токаревского регионального сброса и Илекской флексурой располагаются древние долины рек палеоКамелик и палеоУрал с абсолютными отметками вреза -200 м. Во внутренней части бортовой зоны долины палеоУрала и его притоков совпадают с межкупольными пространствами. Однако на востоке долины палеоУтвы, палеоИлека и части палеоУрала расположены над куполами большой амплитуды и имеют глубину вреза до абсолютной отметки -260 м. Соляные массивы куполов прорвали здесь бронирующие слои пород верхнего мела и палеогена и вынесли на доплиоценовую поверхность легко размываемые нижележащие породы. Купола, штоки которых не прорвали бронирующие слои, слабо эродированы и возвышаются в доплиоценовом и современном рельефе.

Предбруджинская впадина характеризуется сложным гетерогенным строением. В ее пределах можно выделить поднятую часть края Восточно-Европейской платформы, палеозойский прогиб (погруженная часть края платформы), наложенную на них Молдавскую юрскую впадину, юго-западную центриклиналь Причерноморской мел-палеогеновой впадины и восточный борт Предкарпатского краевого прогиба (Макареску, Слюсарь, 1968; Самсонов, Красношек, 1969).

Поднятая часть края платформы представляет собой обширную моноклинали, погружающуюся на юг и юго-запад от свода Украинского кристаллического щита. Этой моноклинали свойственны крупные гравитационные аномалии северо-западного направления и магнитные аномалии преимущественно субширотного и северо-западного направления. Глубины залегания поверхности докембрийского кристаллического фундамента здесь, по данным скважин, изменяются от -450 м в районе пос. Фрузовка до -2819 м в районе Ореховской опорной скважины у одноименного поселка. Погружение осложнено серией малоамплитудных пликативных выступов, валообразных поднятий (Тарутинский, Яргоринский, Саратовский и др.) и малоамплитудных разломов в основном субширотного простирания. Возраст консолидации кристаллического фундамента по мере погружения на юг в сторону палеозойского прогиба становится, по-видимому, более молодым - вплоть до позднерифейского (байкальского). Это объясняется тем, что по разрезам ряда скважин (Каушанская, Феропонтьевская, Яргоринская, Валя-Пержейская, Суворовская и др.) наблюдается последовательная смена залегания на нем различных горизонтов - верхов могилевской, каушанской и каниловской свит верхнего протерозоя - венда (Букатчук, 1967). При этом более древние подразделения могилевской свиты, в основном терригенные и частично туфогенные, залегают на поверхности фундамента в северных районах. Эти древние толщи, включающие терригенные образования балтийской серии нижнего кембрия, также погружаются на юг и юго-запад, нивелируя погребенные выступы фундамента и образуя локальные структурные формы.

С определенной долей условности к востоку и западу от пос. Вишневка строение древних толщ охарактеризовано поведением опорного сейсмического горизонта, прослеженного в отложениях нижнего кембрия или верхнего протерозоя; возможно, этот горизонт переходит в вышележащие силурийские образования. На меридиане упомянутого поселка падение его в среднем составляет 500 м на протяжении 20 км, а простирание близко к субширотному. Погружение осложнено субширотными сбросами максимальной амплитудой 400 м, флексурами, субмеридиональными выступами (носами), мульдами и локальными поднятиями - Яргоринским, Вишневским, Кирсановским, Феропонтьевским и др. Самые глубокие абсолютные отметки горизонта (-2050 м) фиксируются в 30 км западнее г. Аршиз.

Залегающие выше силурийские, преимущественно карбонатные образования с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом (большая часть кембрия и почти повсеместно ордовик) ложатся на вендские и балтийские породы и более полого наклонены на юг. Так, на участке у пос. Авдарма, близ скв. Р-19 Феропонтьевской, сейсмический горизонт, примерно соответствующий поверхности силура, погружается от абсолютных отметок -500 м до -900 м на протяжении 30 км. Моноклинальное погружение вплоть до зоны Цыганско - Чадыр-Лунгских разломов осложнено небольшими субширотными выступами (носами) и небольшими впадинами.

Палеозойский прогиб - погруженная часть края платформы - отделяется от приподнятой части последней по региональным Цыганско - Чадыр-Лунгским глубинным разломам (Шлезингер, 1968), хорошо фиксирующимся на всех сейсмопрофилях КМПВ и МОВ. Они представляют собой флексуно-разрывную зону шириной до нескольких километров, состоящую из серии параллельных и секущих разрывных нарушений амплитудой от 100 до 200 м и флексуно-образных уступов.

Эта зона почти субширотного простирания протягивается с запада на восток по линии сел Баймаклия, Валя-Пержей, Виноградское, г. Арциз и далее уходит под воды Черного моря не прямолинейно, а с угловатыми изломами. Последние подчеркивают отдельные выступы с неглубоким залеганием фундамента типа Ореховской ступени (скв. 3 Ореховская), вклинивающиеся с севера в сторону прогиба. Разломы имели, по-видимому, древнее допалеозойское заложение и контролировали распространение средне- и позднепалеозойского бассейна седиментации, так как отложения этого возраста (девон, карбон, пермо-триас) севернее их не распространены.

Прогиб характеризуется гравитационными аномалиями различного знака и размеров, имеющих субширотное простирание, и расплывчатыми, слабыми по интенсивности магнитными аномалиями.

В настоящее время нет единой точки зрения на возраст цокольного основания палеозойского прогиба. По мнению большинства исследователей, возраст консолидации фундамента северного борта докембрийский, точнее - позднпротерозойско-байкальский, о чем свидетельствует отмеченная выше последовательная смена залегания на кристаллическом фундаменте поднятой части края платформы более молодых отложений верхнего протерозоя или кембрия по мере его погружения к зоне Цыганско - Чадыр-Лунгских разломов.

Достаточно убедительна высказываемая в последние годы точка зрения о докембрийском возрасте кристаллического субстрата прогиба. В основу ее положено выделение в районе нижнего течения рек Прут и Дунай краевой Кагульско-Бокальской (Самсонов, Красношек, 1969), или Болградско-Килийской (Гаркаленко и др., 1969), зоны, которая состоит из Кагульского, Болградского и Килийского выступов докембрийского фундамента. Этот возраст подтверждается наличием в разрезе ряда скважин в районе с. Вулканешты под покровом неогена метаморфизованных слабо дислоцированных известковистых аргиллитов и алевролитов с прослоями известняков и фауной брахиопод лудлоу (верхний силур). Эти породы аналогичны по облику одновозрастным отложениям поднятой части края платформы. Здесь же (с. Хаджи-Абдул) в ряде скважин вскрыты порфироидные граниты, гранодиориты и метаморфические образования, петрографически сходные с докембрием Украинского кристаллического щита (Самсонов, Красношек, 1969). Разгнейсованные плагиограниты вскрыты также скв. 4 в рассматриваемой зоне и южнее на Суворовском поднятии на глубинах 3388-3433 м.

Докембрийский возраст субстрата подтверждают также сведения о развитии на расположенном в этой зоне о. Зменном (Самсонов, Красношек, 1969; Шлезингер, 1968) нижнедевонских и силурийских платформенных отложений, а также наличие терригенных вендских образований (аргиллиты, песчаники, алевролиты) в разрезе скважины на Суворовском поднятии (интервал 2271-3338 м). Наконец, данные КМПВ (профили II и IV и другие, секущие про-

гиб вкрест простирания) свидетельствуют об относительно близком расположении к поверхности (до -1800 м в районе г. Измаила) преломляющей границы (скорость распространения волн 5,9–6,2 км/сек), отождествляемой с кровлей докембрийского субстрата.

Сочленение докембрийского фундамента палеозойского прогиба и герцинского основания погребенных складчатых сооружений Северной Добруджи, а также осадочного покрова этих зон проходит по тектонической шовной полосе: Кагульско-Измаильскому (Шлезингер, 1968), или Кагульско-Вулканештскому (Сафаров, Капчан, 1969), разломам. Южнее сел Кагул и Вулканешты шовная зона разделяет палеозойский Нижнепрутский и докембрийский Кагульский выступы. Здесь вдоль ее линии наблюдается внедрение лампрофиров. К востоку от г. Кагул указанная зона точно не прослежена, она протягивается или вдоль Сулинского (Самсонов, Красношек, 1969), или вдоль Георгиевского (Шлезингер, 1968) гирлам р. Дунай под воды Черного моря, под прямым углом вклиниваясь в сторону Болградского выступа (Самсонов, Красношек, 1969). Шов представляет собой, вероятно, систему флексур и разрывов амплитудой 200–600 м. Примерные максимальные размеры палеозойского прогиба в его надводной части достигают по широте г. Кагул – Черное море 140 км в длину, а по линии г. Арциз – с. Суворовское – г. Измаил 100 км в ширину, включая южные краевые палеозойские выступы.

О характере залегания поверхности кристаллического фундамента внутри палеозойского прогиба можно судить по данным продольных и поперечных профилей КМПВ. Преломляющий горизонт (скорость распространения волн 5,9–6,2 км/сек) погружается от шовных зон к оси прогиба до абсолютных отметок -7000 м, относительно полого на севере (до 15°) и значительно круче на юге (до 30°). Горизонт осложнен системами разрывных нарушений, параллельных шовным зонам с малоамплитудными (100–200 м) смещениями.

Об условиях залегания верхнепротерозойских и нижнекембрийских образований внутри прогиба кроме упомянутых глубин залегания в скв. 4 Суворовской других сведений нет. По-видимому, эти отложения (включая и балтийскую серию нижнего кембрия) как здесь, так и на поднятой части края платформы образуют структурный этаж.

На профилях КМПВ преломляющий горизонт (скорость распространения волн 5,8–6,0 км/сек), приуроченный к нижнему и среднему палеозою, погружается к центру прогиба до абсолютных отметок -5000 м несколько более полого, чем поверхность фундамента. По данным сейсморазведки КМПВ и ОГТ, на востоке прогиба преломляющий горизонт IV в отложениях девона погружается от северного борта к центру от абсолютных отметок -2400 до -3100 м (15 км). Условный горизонт VIII в отложениях карбона имеет падение от абсолютных отметок -1500 до -1800 м (10 км).

Моноклиналиное залегание палеозойских пород нарушено дизъюнктивными дислокациями – разрывами, сопряженными с разломами фундамента и образующими полигональные блоки. Широко развиты локальные поднятия (Южное, Вишневское и др.) и пликативные дислокации типа Каменского структурного носа. По данным Г.И. Мурзиной (1971 г.), основанных на результатах структурного и глубокого бурения, эрозионная доюрская поверхность на востоке прогиба моноклиналино погружается на его северном и южном бортах к центру от абсолютных отметок -1000 до -2500 м на расстоянии до 40 км. Наибольшее погружение этой поверхности восточной части прогиба зафиксировано вблизи пос. Ореховка (скв. 3). По данным КМПВ, преломляющий горизонт (скорость распространения волн 4,6–5,8 км/сек), примерно соответствующий кровле пермо-триаса и подошве юры, падает с севера на юг и с юга на север до абсолютных отметок свыше -3800 м. Горизонт осложнен различными структурно-эрозионными выступами и впадинами.

Доюрское основание прогиба, согласно данным бурения, отличается гетерогенным строением. К югу от зоны Цыганско – Чадыр-Лунгских разломов прослеживается последовательная смена выходов девонских, каменноугольных и перм-

ских отложений. На южном крыле прогиба, по сведениям Г.И. Мурзиной (1971 г.), наблюдается аналогичная картина постепенного перехода от девона к морскому триасу, известному по скв. 5 Килийской на юго-востоке прогиба. Внутри последнего развиты отдельные блоки, ограниченные разломами. Погруженный блок, вероятно грабен, выявлен по данным скв. 1 Татарбунарской и скв. 1 Глубокинской и заполнен мощной толщей осадочных терригенных, пирокластических и вулканогенных пород пермо-триаса.

Углы падения палеозойских образований особенно круты (до 50°) вблизи шовных флексурно-разрывных зон и сопутствующих им разломов и значительно меньше на участках вдали от этих нарушений.

Силурийские образования поднятой части края платформы и палеозой прогиба, состоящий из морских карбонатных и терригенных, гидрохимических, пирокластических и вулканогенных пород силура, девона, карбона, перми и триаса образуют палеозойский структурный этаж Преддобруджинской впадины.

Комплекс осадочных образований, выполняющих палеозойский прогиб, не представляет формационного ряда, свойственного краевым прогибам и определяющего смену геосинклинальных формаций и структур платформенными в направлении от внутреннего крыла прогиба к внешнему. Согласно данным бурения, грубообломочные породы красноцветов пермо-триаса, которые можно было бы отнести к молассе, имеют подчиненное значение среди толщ песчаников, аргиллитов и алевролитов. Состав их одинаков в северной и южной частях прогиба. Последний представляет собой глубоко погруженное окраинное платформенное сооружение, имеющее шовные сочленения с моноклиалью поднятой части края платформы и с погребенными палеозойскими складчатыми сооружениями Северной Добруджи.

Юрские и частично нижнемеловые глинисто-песчаные, карбонатные и гидрохимические отложения также слагают структурный этаж и выполняют так называемую Молдавскую юрскую впадину. Эти образования после длительного перерыва, захватившего лейас и часть средней юры, наложались на поверхность силура поднятой части края платформы, на гетерогенную поверхность осадочного палеозоя прогиба и на складчатое основание Северной Добруджи (Макареску, Слюсарь, 1968).

На севере юрские отложения расположены до широты пос. Кайнары, на юге и юго-западе (на территории Румынии) – до междуречья Бырлад – Сирет, на западе они протягиваются за г. Кагул, а на востоке уходят под воды Черного моря. Общее простираие Молдавской юрской впадины так же, как и палеозойского прогиба, северо-запад – юго-восточное, близкое к субширотному.

Юрский структурный этаж построен неоднородно. Среднеюрские отложения залегают в западной части Молдавии в виде грабен-синклинория, северная граница которого контролируется зоной Цыганско – Чадыр-Лунгских разломов, а южная – нарушениями по краю упомянутых выступов докембрийского фундамента. Среднеюрские образования здесь по тектоническим контактам соприкасаются с породами нижнего палеозоя. Амплитуды нарушений иногда достигают 800 м (профиль КМПВ-IV Измаил-Тарутино).

Верхнеюрские и частично нижнемеловые отложения составляют верхнюю часть структурного этажа и залегают в виде обширной мульды с пологими крыльями. Наиболее широко, почти в пределах границ юрского бассейна, распространяются морские карбонатно-глинистые образования келловей и нижнего кимериджа – оксфорда. В последних есть признаки рифогенных пород и не исключены рифовые массивы (Суворовское поднятие, скв. 4). Пестроцветные субквальные отложения верхнего кимериджа – титона, содержащие в низах галогенные породы, и нижнего мела на юге и юго-западе выклиниваются на линии г. Измаил – с. Готешты, а на северо-востоке – несколько севернее береговой окраины среднеюрского бассейна.

По А.И. Самсонову и А.Я. Красношек (1969), ось максимального прогибания юрской впадины средней и части поздней юрской эпох (келловейский, оксфордский века, раннекимериджское время) примерно совпадают с осью палеозойско-

го прогиба, а для завершающего этапа накопления юрских и нижнемеловых отложений (позднекимериджское время, титонский век и часть раннемеловой эпохи) она смещена к востоку и северу и примерно совпадает здесь с зоной краевых палеозойских разломов. По данным того же сейсмопрофиля КМПВ-IV, максимальная мощность юрских образований в центре впадины достигает 3000 м.

Условия залегания юрских образований охарактеризованы поведением различных отражающих сейсмических горизонтов. Так, на северо-западе юрской впадины, в районе пос. Вишневка, такой горизонт, приуроченный к пестроцветной толще верхнего кимериджа – титона, моноклиinally погружается на юг и юго-восток до зоны Цыганско – Чадыр-Лунгских разломов от абсолютных отметок –650 м до –950 м (300 м) на 27 км. Несколько восточнее (северо-западнее пос. Чадыр-Лунга) он падает на юг и юго-запад примерно на таком же расстоянии от отметки –700 м до –1050 м. Погружение осложнено структурными выступами (носами) различного простирания и субширотными мульдами. Последние примыкают с севера к зоне разломов, отражающая поверхность в них погружена до абсолютной отметки –1150 м. Локальные поднятия (Баурчинское, Чадыр-Лунгское, Валя-Пержейское), тяготеющие к зоне упомянутых разломов, частично также зафиксированы по этому горизонту.

Об условиях залегания юрских образований южнее Цыганско – Чадыр-Лунгских разломов на западе впадины можно судить по поведению отражающей поверхности в отложениях средней юры. Она имеет преимущественно юго-восток – северо-западное и субширотное простирание. От линии городов Кагул и Болград абсолютные отметки ее изменяются в северо-восточном и субширотном направлении от –400 м до –2000 м (20–25 км). Максимальные глубины залегания среднеюрского отражающего горизонта фиксируются в мульдах южнее и восточнее Чадыр-Лунгского поднятия, вблизи зоны разломов. Центральная часть впадины отличается наибольшими глубинами залегания юрских пород, поведение которых охарактеризовано отражающим горизонтом в отложениях келловей. Он также погружается на север-северо-восток от линии городов Болград и Килия от абсолютных отметок –700 м до –1700 м (27 км), затем воздымается от –1700 м до –1350 м (15 км). Максимальные глубины залегания рассматриваемой поверхности фиксируются в мульде южнее и восточнее Ореховского поднятия. Примерно на меридиане г. Арциз отмечается воздымание верхнеюрских пород в восточном направлении.

Оба горизонта, как среднеюрский, так и келловейский, дислоцированы в различные структурные формы – флексуры, небольшие выступы, локальные поднятия (брахиантиклинали) и сопряженные с ними мульды. Некоторые флексуры имеют падение пород на смыкающем крыле свыше 20° . Зафиксированы сбросы в зоне Цыганско – Чадыр-Лунгских разломов длиной до 40 км и сбросы на локальных поднятиях. Амплитуда нарушений 300–400 м.

Брахиантиклинальные структуры сгруппированы в цепочки, вытянутые согласно простиранию юрской впадины. Самая северная цепочка объединяет поднятия Готештское, Баймаклийское, Каетское, Баурчинское, Чадыр-Лунгское, Валя-Пержейское. Южнее намечаются цепочки, состоящие из Казаклийского, Чалыкского и Андрушинского поднятий, еще южнее – из Алуатского и Котюганского, восточнее – из Ореховского и Виноградского, а также из Червоноармейского и Бяновского, Суворовского и Фурмановского поднятий и др. Все эти структуры расположены сопряженно с разрывами, отмеченными в породах палеозойского основания юрской впадины.

Согласно выводам, сделанным Э.И. Сафаровым и В.Х. Капшаном (1967) на основании данных бурения, совокупность ряда признаков (форма структур, их размеры, амплитуда, радиус сводов и их миграция по вертикали, углы падения крыльев, крутые плоскости дизъюнктивов и др.) позволяет отнести пликативные деформации в юрских отложениях к структурам платформенного (субплатформенного) типа. Особая закономерность намечается также в длительности и неравномерности формирования структур. Для определенных эпох

образование последних имеет консидерационный характер (структуры Готештская, Баймаклийская, Суворовская и др.).

Авторы данной статьи отвергают концепцию о предгорном характере юрской впадины, наложенной на палеозойский прогиб. Они считают, что по характеру слагающих ее формаций, типу структур и соотношениям с поднятой частью края платформы и герцинской Северной Добруджей она представляет собой типичную платформенную впадину, аналоги которой широко развиты в пределах древних и молодых платформ (Макареску, Слюсарь, 1968; Шлезингер, 1968).

Верхнемеловые образования, которые совместно с палеогеновыми образуют расположенный выше структурный этаж и представлены в основном карбонатными и терригенными породами, залегают несогласно на юрских (частично нижнемеловых), силурийских и верхнепротерозойских образованиях и выполняют Причерноморскую мел-палеогеновую впадину. Изменения знаков тектонических движений в первой половине раннего мела вызвали первоначально значительный перерыв осадконакопления вплоть до позднемеловой эпохи, а затем отложение осадков и формирование упомянутой впадины.

Южная граница распространения верхнемеловых образований, согласно данным А.И. Самсонова (1969), протягивается с северо-запада на юго-восток по линии севернее пос. Вишневка – южнее г. Арциз. Аналогичная граница палеогеновых отложений, залегающих на верхнемеловых с перерывом (маастрихтский, датский века и частично палеоцен), проходит еще южнее в направлении от г. Кагул на юго-восток; севернее г. Килия граница уходит под воды Черного моря. Северные границы распространения мела и палеогена проходят вне пределов рассматриваемого района.

Ось Причерноморской впадины по меловым образованиям смещена на северо-восток от центральных участков прогибания Молдавской юрской впадины. Она проходит в юго-восточном направлении примерно по линии Тарутино – Арциз и далее уходит под воды Черного моря. По палеогеновым образованиям ось располагается южнее и, согласно построениям Э.И. Деркача и др. (1968), совпадает, по-видимому, с субширотной линией Цыганско – Чадыр-Лунгских разломов.

По данным А.И. Самсонова (1969), кровля верхнемеловых отложений моноклинально погружается на юг и юго-восток от меридиана пос. Тарутино до берега Черного моря от абсолютных отметок 250 м до 1400 м на расстоянии 90 км. Погружение осложнено малоамплитудными структурными выступами (носами) и впадинами юго-восточного простирания. Локальные поднятия пока не зафиксированы.

Причерноморская впадина – типичная платформенная структура с незначительными углами верхнемеловых и палеогеновых пород, мощность которых нарастает на юго-восток и достигает более 800 м.

Самый верхний структурный этаж образован карбонатными, песчано-глинистыми и грубообломочными породами миоцена и плиоцена, несогласно отложившихся после длительного перерыва (олигоцен – начало миоцена) на породах эоцена, юры и палеозоя (на юге и юго-западе). На большей части территории Южной Молдавии и Западного Украинского Причерноморья эти породы залегают плашелеобразно на подстилающих, очень слабо дислоцированы и погружаются на запад и юго-запад. На крайнем западе Преддобруджья внутри узкой субмеридиональной полосы вдоль р. Прут зафиксировано резкое увеличение мощностей этих отложений. Это связано с развитием здесь внешнего борта Предкарпатского краевого прогиба, формирование которого вовлекло в погружение западные участки почти всех перечисленных выше тектонических элементов.

Образование борта прогиба контролировалось развитием тортонских и сарматских барьерных рифовых гряд в основном меридионального простирания. Размеры депрессии изменялись во времени, она расширялась, к началу плиоцена приобрела почти субширотное простирание, а к концу его локализовалась в нижнем Припутьи. В период формирования прогиба происходило его запол-

нение осадками; в нижней части карбонатными (тортон, сармат), а в верхней конгломератовыми и песчано-глинистыми (верхний сармат, мзотис, понт и выше) молассой.

Подвижки по субширотным разломам допалеозойского заложения, развивавшиеся в палеозое и юре, с меньшей интенсивностью продолжались в меловое и кайнозойское время. Об этом свидетельствует наличие структурного выступа на линии пос. Баурчи – Баймаклия и осложняющего его Викторовского поднятия, сопряженного по вертикали с Баймаклийским. Своды их смещены относительно друг друга, а амплитуды различны.

При анализе строения и формирования рассмотренных впадин выявляются общие закономерности: расположение структур на окраинах платформы, глубокое погружение кристаллического фундамента и докембрийский возраст его консолидации. Вероятно приращения этих участков к карельским и эпикарельским массивам платформы закончились в позднерифейское (байкальское) время.

Прикаспийская впадина на юге и востоке смыкается с герцинскими складчатыми сооружениями, причем на востоке она сочленяется с Уральским выступом через краевой и периклинальный прогибы.

Преддобруджинская впадина на юге имеет шовное сочленение с погребенными герцинскими сооружениями Добруджи, а на западе через Предкарпатский прогиб граничит с современным орогеном Карпат.

С поднятыми частями края докембрийской глыбы Восточно-Европейской платформы Прикаспийская и Преддобруджинская впадины соединены на севере соответственно по Красновско-Токаревскому и Цыганско – Чадыр-Лунгскому уступам. Последние имеют значительную протяженность, представляют собой целые системы разрывных нарушений – “зон дробления”, идущих от фундамента и захватывающих большую часть горизонтов осадочного чехла и имеющих самую различную амплитуду. Эти нарушения образуют, по-видимому, небольшие клавишного типа блоки, по разному развивающиеся в отдельные промежутки геологического времени и способствующие неравномерному росту осложняющих их локальных структур. В Прикаспийской впадине – это купола “солевого вала”, а в Преддобруджинской – линия структур Валя-Пержей – Готешты.

Краевым системам сопутствуют параллельные и оперяющие их разломы, также состоящие из мелких разрывных нарушений, образующих небольшие блоки, осложненные локальными поднятиями. В северной бортовой зоне Прикаспийской впадины это линейно-ориентированные поднятия в подсолевых докунгурских породах и соляные купола, а в Преддобруджинской – ориентированные вдоль линии разлома поднятия в основном в палеозойских и юрских образованиях.

Эти структуры обладают различной амплитудой, размерами и формой, часто с смещающимися сводами и изменяющейся крутизной одних и тех же крыльев

Структурные этажи северной бортовой зоны Прикаспийской и Преддобруджинской впадин

Прикаспийская впадина	Преддобруджинская впадина
Дозейфельский	Верхнепротерозойско-нижнекембрийский
Эйфельско-триасовый (один или несколько этажей)	Палеозойско-триасовый
Юрско-палеогеновый	Юрско-нижнемеловой Верхнемеловой-палеогеновый
Плиоцен-четвертичный	Неоген-четвертичный

в различных горизонтах осадочного чехла и тектонической нарушенностью. Они формировались преимущественно в эпохи крупных и незначительных пере-рывов в осадконакоплении, обладают некоторыми признаками консидемента-ционного роста.

Осадочный чехол Прикаспийской и Преддобруджинской впадин расчленен на идентичные, хотя и не синхронные структурные этажи (см. таблицу).

Отмеченные черты сходства в строении и развитии двух экзогенальных впадин могут сыграть существенную роль в решении методических вопросов при постановке поисковых и разведочных работ на нефть и газ в этих регионах.

На востоке северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в полосе бортового уступа в породах карбона находится крупнейшее в Европе Оренбургское газоконденсатное месторождение. На северном борту палеозойского Преддобруджинского прогиба в своде Южного поднятия в скв. 2 Саратовской получены признаки нефти из девонских отложений на глубине 2460 м.

Литература

- Букатчук П.Д. Стратиграфия досилурийских образований Молдавской ССР и сопредельных районов УССР. — В сб.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии, вып. 2. Палеонтология и стратиграфия. Кишинев, 1967.
- Бутковский Ю.М. Структурные особенности северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в связи с вопросами нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Бутковский Ю.М., Гинодман А.Г., Кожевников И.И. Новые данные о строении северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в районе г. Уральска. — В сб.: Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР и вопросы подземного хранения газа. М., "Недра", 1965. (Труды треста "Союзбургаз", вып. 5).
- Гаркаленко И.А., Никифоров Б.С., Коморный А.Ф., Биншток М.М., Бородин В.П. Глубинное строение Азово-Черноморского региона по материалам геофизических исследований. — В сб.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3. Киев, Изд-во Киевск. ун-та, 1969.
- Деркач Э.И., Кондрашкин Н.Н., Копытько Б.Г., Саянов В.С., Синегуб Н.И. Карта полезных ископаемых Молдавской ССР. Масштаб 1:600 000, 1967. Прилож. к "Геологии СССР", т. 14, ВАГТ МГ СССР. М., 1968.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Козлов А.Л., Шипелькевич В.М. Тектоническое строение Нижнего Заволжья по данным геофизических исследований. — Сов. геол., 1945, № 4.
- Кожевников И.И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты). — В сб.: Геол. строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостолтехиздат, 1962.
- Макареску В.С., Слюсарь Б.С. Геологическое строение и основные черты развития Молдавской юрской впадины. — В сб.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии, вып. 3. Вопросы нефтегазоносности и тектоники. Кишинев, 1968.
- Самсонов А.И., Красношек А.Я. Новые представления о тектоническом строении Преддобруджья и северо-западной части акватории Черного моря. — В сб.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3. Киев, Изд-во Киевского ун-та, 1969.
- Сафаров Э.И., Капцан В.Х. Тектоника южной части Молдавской ССР по данным геолого-геофизических исследований и перспективы нефтегазоносности. — В сб.: Палеонтология и полезные ископаемые Молдавии, вып. 1. Общие вопросы и проблемы. Кишинев, 1967.
- Фоменко К.Е. Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным. — Геол. нефти и газа, 1972, № 10.
- Фоменко К.Е., Дементьева И.Г., Дехнич А.В., Погребинский С.А. Строение под-солевого ложа Прикаспийской впадины. — Геол. нефти и газа, 1972, № 4.
- Шлезингер А.Е. Структура Добруджи и Преддобруджинского прогиба. — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1968.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЖГРЯДОВЫХ ДЕПРЕССИЙ ЮЖНОЙ ПОГРУЖЕННОЙ ЧАСТИ АКТЮБИНСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И ВОСТОЧНОГО БОРТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В окраинных восточных частях Прикаспийской впадины и тесно пространственно с ней связанной южной погруженной части Актюбинского Приуралья наблюдаются протяженные соляные антиклинали (Актюбинское Приуралье) и соляные гряды (восточный борт Прикаспийской впадины) преимущественно субмеридионального простирания. В обоих районах пространства, разделяющие соляные структуры, целесообразно называть межгрядовыми депрессиями в отличие от междупольных депрессий, разобщающих собственно соляные купола.

В межгрядовых депрессиях бурением доказано отсутствие соли и установлена сложная структура надсолевых отложений. В составе последних сейсморазведкой выявлен ряд четких маркирующих границ: в верхнепермских отложениях выделяются горизонты P, S, Q , подошва и кровля отложений триаса фиксируется горизонтами D и V (рис. 1), а к подошве отложений неоккома приурочен III отражающий горизонт. Характер этих горизонтов позволяет определить в плане и разрезе структуру надсолевых отложений. В межгрядовых депрессиях по надсолевым отложениям различаются обращенные междупольные поднятия, структуры примыкания и компенсационные мульды, а также подобные им структуры более высокого ранга – обращенные межгрядовые валы, протяженные структуры примыкания и компенсационные прогибы.

На данной территории преимущественно развиты именно структуры более высокого ранга – межгрядовые валы, протяженные структуры примыкания и компенсационные прогибы. Локальные же структуры подобного типа имеют резко подчиненное значение и связаны с субширотно ориентированными соляными куполами, которые в пределах восточного борта впадины образуют три линии.

В разрезе межгрядовых депрессий основную роль играют верхнепермские образования: их мощность составляет не менее $2/3$ всего разреза надсолевых отложений и, что особенно важно, именно верхнепермские отложения обладают специфической структурой, которая мезозойскими образованиями наследуются лишь в ослабленном виде. Главной особенностью верхнепермских отложений является наличие в их составе двух толщ различного возраста, которые разделяются отражающими горизонтами P, S, Q . Выделяющиеся разновозрастные толщи играют различную роль в строении межгрядовых депрессий, создавая упомянутую выше специфическую структуру. Так, более древняя толща (условно P_2^a) участвует в строении обращенных межгрядовых валов и междупольных поднятий, а также структур примыкания, тогда как относительно более молодая толща (условно P_2^b) выполняет компенсационные мульды.

Вопрос о возрасте данных толщ пока не решен, для этого нужна строгая стратификация верхнепермских отражающих горизонтов, однако такие попытки пока не привели к удовлетворительным результатам. По мнению некоторых исследователей, горизонт Q прослеживается в верхах татарского яруса, горизонт S приурочен к низам татарского яруса, а горизонт P проходит в верхней части казанского яруса. При стратификации этих горизонтов названные авторы исходили из данных по площадям Ащи, Кумсай и Кенкияк, где пробурены скважины, пересекающие весь разрез верхнепермских отложений. Для этого ограниченного участка данная стратификация отвечает представлениям упомянутых

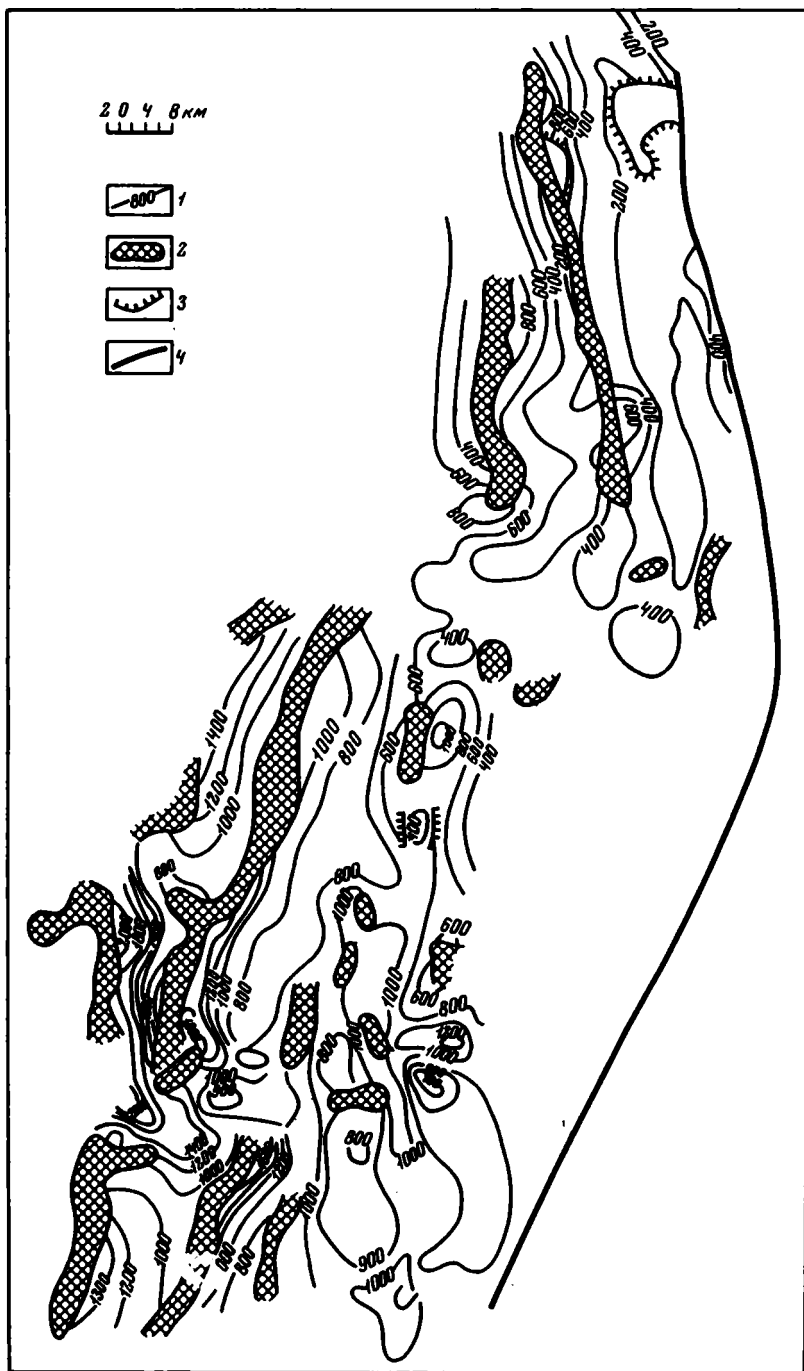


Рис. 1. Структурная карта по подошве триасовых отложений

1 - изогипсы по подошве триасовых отложений; 2 - соляные структуры;
3 - зоны потери корреляции отражающего горизонта Д; 4 - восточный региональный шов

авторов о стратиграфическом расчленении верхнепермских отложений, однако она, к сожалению, неприемлема для всей рассматриваемой территории. Прослеживание верхнепермских горизонтов в ее пределах показывает, что в ряде случаев они идентичны. Например, горизонт Q, выделенный на структуре Аши, севернее, в районе структуры Ашисай, переходит в горизонт Р. Геологические условия здесь остаются одинаковыми, хотя согласно приведенной стратификации Ашисайская структура должна быть сложена только казанскими отложениями. Южнее, на Соломбальской площади, горизонт Q выделяется в нижней части верхнепермского разреза и поэтому не может соответствовать горизонту Q Ашисайской площади. Следовательно, иногда при интерпретации сейсмических профилей одну и ту же отражающую границу по-разному называют. Особенно это относится к тем случаям, когда в верхнепермской толще выделяется только один отражающий горизонт. Однако на ряде площадей действительно фиксируется несколько отражающих горизонтов, например, на структурах Аши, Луговская, Соломбальская и др., причем практически повсеместно распространен горизонт S.

Рассмотрение структурных условий залегания верхнепермских отложений показывает, что названные горизонты, и особенно прослеживающийся по всему региону основной горизонт S, могут соответствовать поверхностям размыва в разрезе верхнепермских отложений, которые знаменовали собой этапы крупных перестроек в данном районе. Поэтому привязку верхнепермских горизонтов невозможно проводить без учета истории развития данного района в позднепермское время. Наличие указанных горизонтов по всему исследуемому району и особенно сохраняющиеся закономерности в их поведении не оставляют сомнений в реальности этих сейсмических границ, которые безусловно получают точную стратиграфическую привязку по мере познания истории развития восточной части Прикаспийской впадины в позднепермское время.

На исследуемой территории известны междупольные поднятия Кумсай, Луговское, Аши, Ашисай, Соломбальское, Булаш и др., представляющие собой структуры разного типа. Так, поднятия Аши и Ашисай являются осложняющимися вершинами единого Аши-Ашисайского вала. Так называемые обращенные междупольные поднятия Кумсай, Луговское и Соломбальское по сути дела являются переходными между типичными обращенными междупольными поднятиями и структурами примыкания. Действительно, анализ их строения обнаруживает резкую асимметричность названных структур. Так, структура Кумсай, наиболее четко выраженная по внутриверхнепермским горизонтам Р и S, обнаруживает явную тенденцию к превращению в структуру примыкания к северной части западного склона соляного купола Мортук и к северному крылу купола Кенкияк по горизонту S. Горизонт Р в ее своде залегает на глубине 1,3 км и погружается на север к компенсационной мульде у южного склона соляной антиклинали Арансай до глубины 2,2 км. От осевой части этой же компенсационной мульды горизонт S воздымается с глубины 1,2 км до 400 м в присводовой части структуры, причем у северного склона соляного купола Кенкияк он фиксирует небольшой сиклиальный перегиб амплитудой 200 м. По подошве триаса погружение в сторону северного склона купола Кенкияк и северо-западного склона Мортук не превышает 50 м, тогда как к северу, к сопряженной компенсационной мульде, у южного склона соляной антиклинали Арансай подошва отложений триаса погружается до 450 м.

Луговская структура, расположенная между соляными куполами Кенкияк и Сарксымола, по верхнепермским горизонтам Р и S имеет широтное простирание и переходит в структуру примыкания к западному крылу соляного купола Урихтау. В своде Луговской структуры горизонт Р залегает на глубине 1,1 км, а горизонт S — на глубине 500 м. К северу, западу и востоку эти горизонты погружаются, фиксируя положение компенсационных мульд, развитых у южного склона купола Кенкияк, восточного склона купола Коздысай и северного склона купола Сарксымола. По горизонту D здесь также отмечается асимметричное поднятие на глубине — 400 м с северным, западным и южным крыльями,

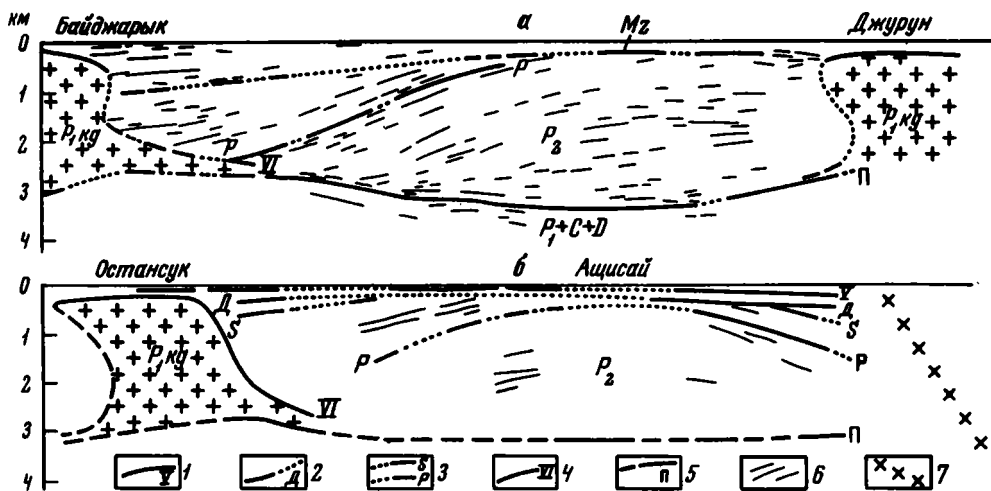


Рис. 2. Типы межгрядовых депрессий

а - грядовая депрессия со структурой примыкания; б - межгрядовая депрессия с межгрядовым валом.

1 - V отражающий горизонт (кровля триасовых отложений); 2 - отражающий горизонт Д (подшва триасовых отложений); 3 - внутриверхнепермские отражающие горизонты; 4 - VI отражающий горизонт (кровля соли); 5 - отражающий горизонт П (кровля подсолевых отложений); 6 - отражающие площади; 7 - региональное нарушение

погружающимися в сторону отмеченных компенсационных мульд. К востоку, к куполу Урихтау, подобного погружения не наблюдается.

Соломбальское поднятие расположено между соляными куполами Каратюбе, Жаркамыс и Чиркала. По верхнепермским отложениям оно является асимметричным, имеет широтное простираие и выделяется по горизонту Q на глубине 2,4 км, а по горизонту Р - на глубине 1,8 км. На юге оно сопряжено с глубокой мульдой, в пределах которой горизонт Р фиксируется на глубине 2,9 км, а на западе - с компенсационной мульдой, примыкающей к юго-восточному склону соляного массива купола Каратюбе. К востоку, к куполу Чиркала, Соломбальское поднятие переходит в структуру примыкания, а к северу - в крыло сопряженной компенсационной мульды, развитой у соляного купола Курсай. Сходное строение имеет Соломбальское поднятие и по горизонту D, который в его своде прослеживается на глубине 900 м, погружаясь к южной мульде до 1,7 км. К северу, к куполам Жаркамыс и Чиркала погружение не наблюдается. По III отражающему горизонту это несколько расплывчатая структура примыкания к куполу Чиркала на глубине - 300-250 м.

По поверхности подсолевых отложений всем перечисленным поднятиям соответствуют районы спокойного погружения палеозойских пород или же террасовидные участки.

По условиям залегания надсолевых, главным образом верхнепермских отложений субмеридиональные межгрядовые депрессии южной погруженной части Актыбинского Приуралья, и восточного борта Прикаспийской впадины могут быть подразделены на два типа: 1) депрессии с межгрядовыми валами, 2) депрессии с протяженными структурами примыкания и компенсационными прогибами (рис. 2).

Вдоль осевых частей межгрядовых депрессий первого типа протягиваются межгрядовые валы, склоны которых определяются крыльями компенсационных мульд, сопряженных с соляными валами. В южной, погруженной части Актыбинского Приуралья подобный тип депрессии представляет территория восточ-

нее Остансукского вала от широты южной Талдышокинской периклинали до южной периклинали Джурунской соляной структуры. На всех сейсмических поперечных разрезах через эту территорию по горизонтам Р и Q здесь фиксируется четко выраженное симметричное поднятие, которое в южной части получило наименование Аши, а в северной – Ашисай. Однако эти поднятия образуют лишь небольшие локальные осложнения единого валообразного поднятия, расположенного к востоку от южной части Остансукского вала.

В сводовой части Аши–Ашисайского вала горизонт Q(P) залегает на глубинах 200–300 м; на структуре Аши он выклинивается под горизонт D. На склонах поднятия наблюдается погружение горизонта до 1,2–1,4 км, а на западном склоне и в северной части вала – до 2 км.

Выше горизонта Q(P) здесь выделяется горизонт S, который обнаруживает согласное залегание с нижележащим горизонтом Q(P); к своду вала горизонт поднимается до 200–400 м, а на крыльях погружается до 1200 м (западное крыло) и 700 м (восточное крыло).

В сглаженной форме названная структура отражается по горизонтам D и V. Так, по горизонту D сводовые части вершин Аши и Ашисай оконтуриваются изогипсой 100 м. Амплитуда вала по этой поверхности по отношению к западной синклинали составляет 500 м, восточной 300 м. По отражающему горизонту V Аши–Ашисайский вал вырисовывается в виде структурного носа с южной периклиналию. Отражающий горизонт III в этой части территории обнаруживает лишь региональное погружение подошвы неокома в южном направлении.

Южнее, на территории восточного борта Прикаспийской впадины, между Курсайско–Иелемесаймакской и Четырлы–Елубайшыйской соляными грядками развит Муюнкумский вал. Его структура вырисовывается по горизонту S и всем вышележащим горизонтам вплоть до подошвы неокома. Горизонт S в своде вала залегает на отметках –1,0 и –1,2 км, выклиниваясь под горизонт D. Амплитуда вала по отношению к осевой части западной компенсационной мульды 2,6 км, по отношению к восточной – 1 км, т.е. вал асимметричен, в плане несколько смещен к востоку. Ширина сводовой части вала до 6,5 км, длина около 30 км.

По подошве триасовых отложений (горизонт D) в сводовой части вала обособляются две вершины на глубинах 700 м. К западу горизонт D погружается до 1,2 км, к востоку – до 900 м. По отражающему горизонту V рассматриваемая структура имеет вид структурного носа, раскрывающегося в северном направлении. Минимальная глубина залегания кровли триасовых отложений –550 м. Амплитуда Муюнкумского вала по этому горизонту 150 м.

По подошве неомомских образований (отражающий горизонт III) здесь фиксируется два поднятия: южное оконтуривается изогипсой – 300 м и имеет амплитуду 100 м; северное оконтуривается изогипсой –250 м.

Меньшими размерами и брахантиклинальной формой характеризуются другие структуры подобного типа: Северный Локтыбай и Кокбулак. К ним с большим основанием можно применять термин межкупольное поднятие.

Поднятие Северный Локтыбай расположено между куполами Четырлы, Кумкудукоба, Терешковой и Локтыбай. В его сводовой части горизонт S залегает на глубине 850 м, погружаясь к западу и востоку соответственно до 2,0 и 1,6 км. Южная и северная периклинали этого поднятия являются структурами примыкания к куполам Локтыбай и Терешковой.

По горизонту D сводовая часть поднятия оконтуривается изогипсой 700 м, амплитуда поднятия 400 м. В северной части наблюдается некоторое несовпадение структурных планов – структура примыкания приурочена к куполу Четырлы.

Отражающий горизонт V в своде Северного Локтыбая прослеживается на глубине 650 м, амплитуда поднятия по этому горизонту 200 м. Севернее о нем фиксируется структура примыкания у восточного крыла купола Терешковой. По отражающему горизонту III здесь также отмечается поднятие амплитудой 150 м на глубине 150 м.

Южнее купола Локтыбай находится поднятие Кокбулак, имеющее общие черты строения с поднятием Северный Локтыбай. Обращают на себя внимание одинаковые уровни гипсометрического прослеживания всех надсолевых горизонтов на обеих структурах. Создается впечатление, что это единая валообразная структура, прорванная в центре широтно ориентированным соляным куполом Локтыбай.

Верхнепермские валы с юга (в редких случаях с севера) ограничиваются соляными куполами широтного простиранья. Так, Аши-Ашисайский вал подходит к куполу Шенгельский, Муюнкумский – к куполу Жаркамьс. Широтно ориентированный купол Локтыбай разделяет Северо-Локтыбайское и Кокбулакское поднятия.

В структуре подсолевого ложа межгрядовым депрессиям данного типа соответствуют синклинальные участки (южная погруженная часть Актюбинского Приуралья) или участки террасовидного залегания подсолевой поверхности (восточный борт Прикаспийской впадины).

Второй тип межгрядовых депрессий, состоящий в поперечном разрезе из системы компенсационная мульда – структура примыкания, в данном районе широко распространен. Подобные депрессии занимают относительно более узкие межсолевые пространства. В подсолевой поверхности им соответствуют участки более или менее крутого погружения подсолевой поверхности. В любом поперечном разрезе через подобную депрессию наблюдается следующее соотношение элементов, ее составляющих: в верхнепермской толще фиксируется горизонт Р или S, разделяющий ее на две части. Более древняя толща с запада на восток увеличивается в мощности от нескольких десятков и первых сотен (0–200 м) метров до 2–2,5 км у западных склонов сопряженных соляных структур, образуя тело структуры примыкания. Более молодая толща имеет минимальные мощности (0–200 м) на сводах структур примыкания и увеличивается в мощности до 2,5–3 км у восточных крыльев прилегающих соляных структур, выполняя развитые здесь компенсационные мульды. Как правило, склоны соляных структур, где развиты структуры примыкания, т.е. западные склоны, гораздо круче восточных, где развиты компенсационные мульды. Таким образом, в пределах всей рассматриваемой территории в межгрядовых депрессиях этого типа повсеместно у западных склонов соляных структур развиты структуры примыкания, а у восточных – компенсационные мульды. Верхнепермские отложения резко несогласно срезаются подошвой триасовых отложений, которые лишь в сглаженной форме повторяют структуру нижележащего комплекса.

На территории южной погруженной части Актюбинского Приуралья подобные депрессии наблюдаются западнее Остансук-Талдышокинского и Аккум-Арансайского соляных валов. Южнее, на территории восточного борта Прикаспийской впадины, системы компенсационный прогиб – структура примыкания, развитые между Итасай-Аксайской и Коздысай-Акжарской и Сарксымолинско-Кожасайской соляными грядами, между куполами Таскара-Киндысай и Телеумбет-Айшуак-Чиркала, между Кожасай-Сарксымолинской и Жанатан-Кумызтюбинской соляными грядами, широко развиты.

При сравнении морфологии двух описанных типов межгрядовых депрессий бросается в глаза определенное сходство – межгрядовые депрессии второго типа представляют как бы западные части межгрядовых депрессий первого типа; сохраняется западная компенсационная мульда и часть межгрядового поднятия, которое граничит на востоке с соляной структурой. Эта часть межгрядового поднятия и представляет собой структуру примыкания. Прослеживание межгрядовых валов и протяженных структур примыкания по площади показывает, что по простиранию одни структуры переходят в другие. Так, Аши-Ашисайский вал на севере переходит в структуру примыкания, развитую у западного склона Джурунской соляной антиклинали; Мункумский вал на севере превращается в структуру примыкания у западного склона Кожасай-Сарксымолинской соляной гряды. Подобное явление наблюдается как на территории южной погруженной части Актюбинского Приуралья, так и на восточном борту

Прикаспийской впадины. Отмеченное морфологическое сходство межгрядовых валов и структур примыкания, а также наблюдающийся пространственный переход одних структур в другие свидетельствуют о единой генетической природе данных тектонических элементов.

В настоящее время по вопросу о происхождении межкупольных поднятий существуют довольно определенные представления. Их генезис связывается исключительно с пластическим перераспределением соли, в результате чего на первых этапах преобладает горизонтальный отток соли и образуются первичные соляные массивы. В пределах образовавшихся первичных межкупольных депрессий надсолевые отложения, выжавшие способные к пластическому перераспределению галогенные образования, ложатся непосредственно на непластичную (сульфатно-терригенную) часть кунгура или на подсолевые отложения. На втором этапе движения соли из горизонтальных переходят в вертикальные уже в пределах первичных соляных массивов. Перераспределение соли в этих массивах за счет вертикального перемещения вызывает образование на крыльях компенсационных мульд. Отложения, их выполняющие, по мере роста соляных куполов и вызванного этим оттока соли, постепенно погружаются, так что на определенном этапе глубина их залегания превысила их глубину в оставшихся стабильными участках первичного прогибания межкупольных депрессий. Именно тогда в пределах последних начали формироваться обращенные межкупольные поднятия.

Однако приведенный материал по строению межгрядовых депрессий и соотношение между соляными структурами и специфичными структурами межгрядовых депрессий позволяет предполагать самостоятельность межгрядовых депрессий: они с самого начала формирования представляли обособленные пространственные образования, а не пассивные, зависящие только от соляной тектоники структуры.

Об этом свидетельствуют следующие факты: четкие закономерности пространственного распространения соляных структур и межгрядовых депрессий и тесная их связь с тектоникой подсолевого ложа; существование в депрессиях таких специфичных форм, как межгрядовые валы, структуры примыкания и компенсационные прогибы; повсеместная приуроченность структур примыкания к западным крыльям соляных структур; наличие двух толщ верхнепермского возраста, одна из которых (более древняя) участвует в строении межгрядовых валов и структур примыкания, а другая (относительно более молодая) выполняет компенсационные мульды. Последний момент достаточно важен, поскольку наблюдающаяся повсеместно разновозрастность отложений в пределах компенсационных мульд и структур примыкания (межгрядовых валов) противоречит приведенному выше механизму формирования обращенных межкупольных поднятий. Более молодой возраст отложений в компенсационных мульдах свидетельствует о том, что их формирование происходило после образования толщ, принимающих участие в строении межгрядовых валов.

Наряду с этими фактами принципиальное значение также имеет отсутствие соли в межгрядовых депрессиях, что может быть истолковано как результат исходной геологической ситуации, а не как следствие горизонтально-го оттока соли под влиянием нагрузки вышележащих отложений.

Таким образом, в настоящее время вопрос о генезисе межгрядовых валов и структур примыкания нельзя считать решенным. Новые геолого-геофизические материалы убедительно говорят о независимости от соляной тектоники таких тектонических элементов в надсолевом комплексе, как структуры примыкания и межгрядовые валы. Функцией соляного тектогенеза можно считать только компенсационные мульды, которые образовались в процессе превращения первичных соляных массивов в современные соляные структуры. В связи с этим возникает много неясностей, касающихся палеогеологических условий кунгурского и позднепермского времени: отлагалась ли кунгурская соль в линзах, какова роль инверсионных движений в процессе образования соляных и межгрядовых структур.

АНАЛИЗ ДАННЫХ О КОНСЕДИМЕНТАЦИОННОМ РАЗВИТИИ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР, СОЗДАНЫХ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКОЙ НА ВОСТОКЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Для анализа данных о конседиментационном развитии локальных структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской впадине, весьма интересны отложения верхней перми и триаса. Накопления их происходило в главный этап формирования соляных куполов (Журавлев, 1966), поэтому признаки конседиментационного развития локальных структур должны были проявляться наиболее контрастно. Однако среди надсолевых отложений именно верхнепермские и триасовые до сих пор остаются наименее изученными – они лишь изредка частично (преимущественно отложения триаса) выходят на края вершин соляных массивов куполов и заполняют межкупольные депрессии, погружаясь в них на большие глубины. Здесь условия их залегания могут быть определены лишь сейсморазведкой МРНП, а литологический состав – глубокими скважинами. В настоящее время сейсморазведка МРНП проведена на ограниченных площадях, а глубокие скважины, пройденные в межкупольных депрессиях, единичны. Поэтому при анализе данных о конседиментационном развитии структур в позднепермское и триасовое время особого внимания заслуживают данные сейсморазведки МРНП и, отчасти, глубокого бурения, полученные в последние годы на востоке Прикаспийской впадины для территории, тяготеющей к низовьям р. Темир, к району впадения ее в р. Эмбу и к междуречью Эмбы и Сагиза.

На упомянутой территории отложения верхней перми и триаса разделены региональным несогласием, определяющим границу между структурными этажами верхнепалеозойским (пермским) и мезозойско-палеогеновым, который здесь начинается отложениями нижнего триаса. Нижняя граница верхнего структурного этажа является скользящей и по мере движения на запад, в глубь Прикаспийской впадины, смещается вверх по стратиграфическому разрезу. Если на востоке впадины она приурочена к основанию нижнего триаса, то несколько западнее раздел между этими структурными этапами намечается резко несогласным залеганием на подстилающих отложениях песчано-галечниковой толщи основания средней юры. Если в более восточных разрезах последняя в основном относится к лейасу, то на западе Подуральского плато она отвечает аалену; лишь самая нижняя часть может принадлежать лейасу, а самая верхняя – самым низам байоса.

В промысловом районе Южной Эмбы эта толща относится к аалену, а в Прикаспийской низменности – отчасти к аалену, но в основном к нижнему байосу. В том же западном направлении увеличивается и возрастной объем подстилающего структурного этажа: на востоке Прикаспийской впадины он заканчивается верхними горизонтами верхней перми, а в Прикаспийской низменности – верхнетриасовыми и нижнеюрскими отложениями аралсорской свиты (Шаля, 1965).

Несмотря на скольжение границы между упомянутыми структурными этапами, геолого-геофизические данные по восточной окраине Прикаспийской впадины раскрывают особенности формирования ее локальных структур на первом и главном (на данной территории верхнепермском) этапе их развития.

На сейсмопрофилях МРНП, проложенных от восточной окраины к внутренним районам Прикаспийской впадины, отчетливо заметно, что в составе отло-

жений, выполняющих межкупольные депрессии, выделяются две толщи: зеркальная и незеркальная. Верхняя, зеркальная толща прослеживается на глубине от 3 до 1 км и воздымается к востоку. Судя по характеру регистрации волновой картины горизонты в составе этой толщи залегают относительно спокойно, тогда как горизонты нижней, незеркальной толщи наклонены более круто, местами под углом 30° (Знаменский и др., 1968). Раздел этих толщ соответствует границе между мезозойско-палеогеновым и верхнепалеозойским (пермским) структурными этажами. Неспokoйный характер залегания слоев незеркальной (верхнепермской) толщи отражает те дислокации, которые были созданы при пластическом перераспределении подстилающих ее соленосных толщ в дониянетриасовое время, до накопления отложений мезозойско-палеогенового структурного этажа.

С помощью сейсморазведки и, отчасти, глубокого бурения на восточной окраине Прикаспийской впадины, где подсолевое ложе располагается на относительно небольшой глубине (2,5–5 км), в верхнепермских отложениях установлены взаимосвязанные системы локальных структур: соляной купол – сопряженная компенсационная мульда – обращенное межкупольное поднятие.

Уже в самом начале пластического перераспределения соленосных толщ наметилось относительно приподнятое и погруженное их положение. При продолжавшемся и все более интенсивном перераспределении соли, сопровождавшемся накоплением надсолевых отложений, определилось положение соляных куполов и межкупольных депрессий, компенсационных мульд, сопряженных с соляными куполами, и обращенных поднятий, осложняющих на глубине строение ряда межкупольных депрессий.

Уже в казанское время вершины соляных массивов некоторых наиболее активно развивавшихся соляных куполов обнажились и подверглись размыву – об этом свидетельствует наличие в составе верхнепермских отложений явно переотложенной мощной (до 500 м) толщи соли, вскрытой скв. Г–I Блятыкуль, заданной в межкупольной депрессии, общей для соляных куполов Илемсаймак, Тасший, Акжар, Аксай и Шукыркуль. Наличие ее явно свидетельствует о конседиментационном развитии локальных структур, созданных соляной тектоникой на востоке Прикаспийской впадины.

Развитие упомянутых структур происходило повсеместно неодновременно. В результате разного по интенсивности подтока соли первичные поднятия кровли соленосных толщ одновременно преобразовывались в массивы растущих

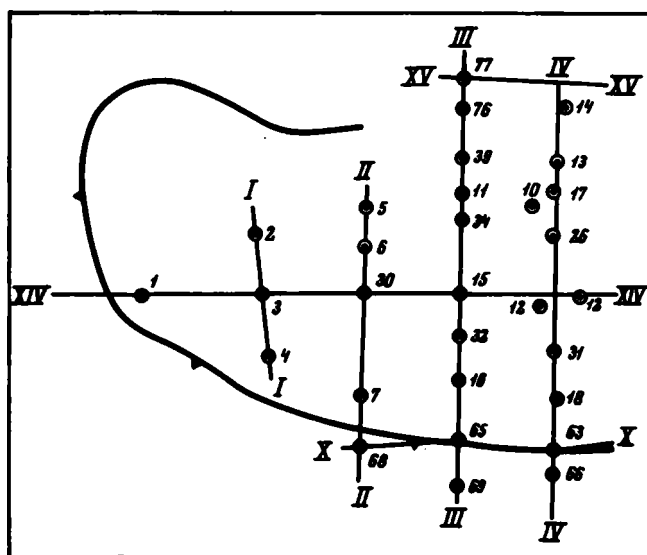
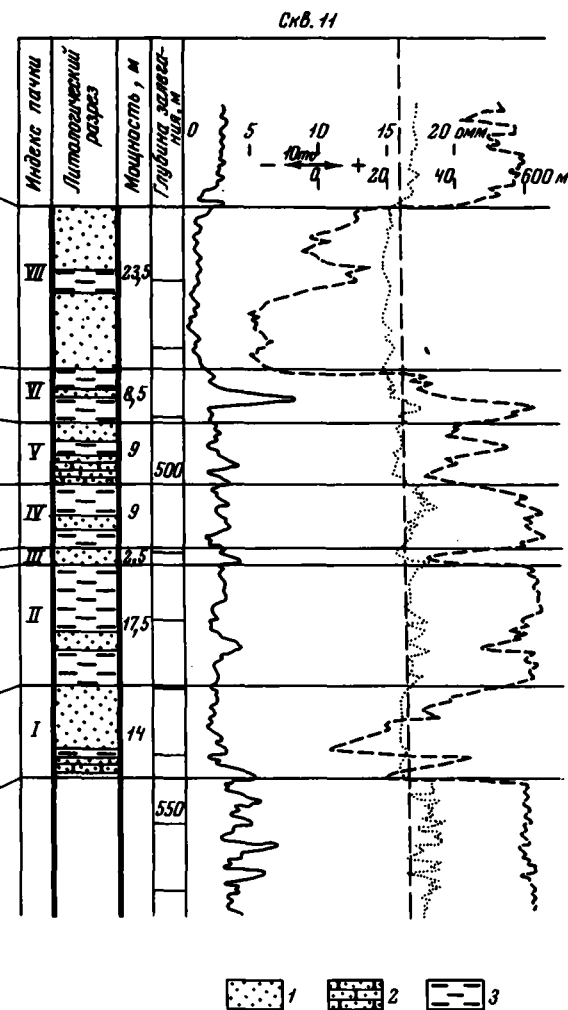
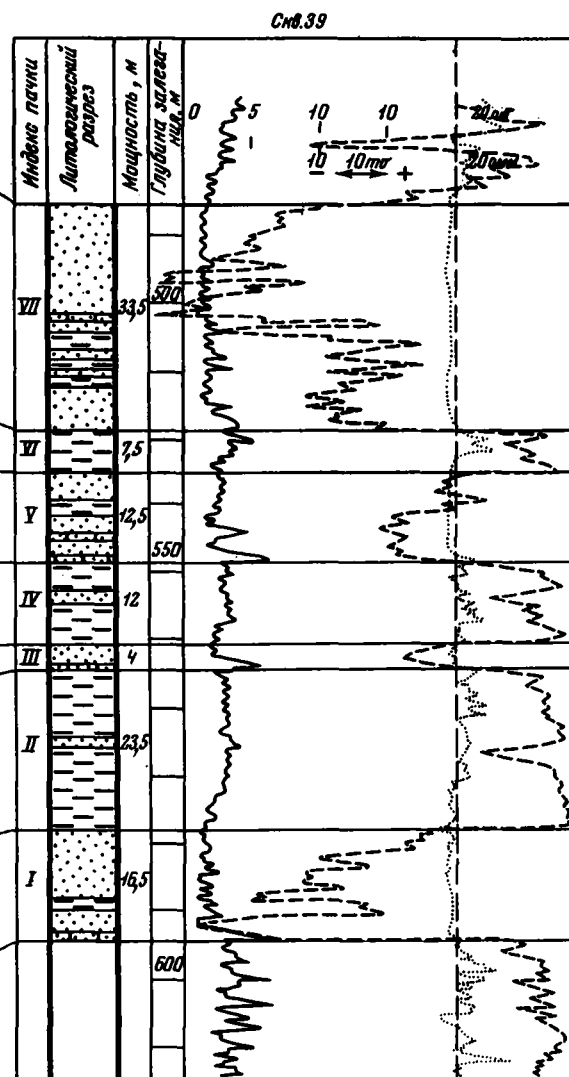


Рис. 1. Схема расположения профилей и скважин на куполе Кенкияк

1 – геологические профили; 2 – крутой уступ соли; 3 – глубокие разведочные скважины



0 250 500 м



1 - пески, рыхлые песчаники; 2 - песчаники; 3 - глины

соляных куполов. Соответственно в разное время закладывались компенсационные мульды, сопряженные с соляными куполами, и обусловленные развитием этих мульд обращенные межкупольные поднятия. Так, например, даже сопровождающие соляной купол Кенкияк обращенные поднятия Луговское и Кумсай проявляются по разным горизонтам верхней перми. Поднятие Луговское в основном сложено низами верхнепермских отложений и сформировалось в конце казанского или в начале татарского веков, тогда как поднятие Кумсай в это время только намечалось, а окончательно определилось в конце верхней перми. Разновременность формирования локальных структур восточной окраины Прикаспийской впадины должна была обусловить частные изменения фациального состава верхнепермских отложений, однако прямых данных пока нет.

Процесс формирования соляных куполов, сопряженных компенсационных мульд и обращенных межкупольных поднятий протекал на фоне накопления надсолевых отложений и контролировал его. Нередко он обуславливал появление местных несогласий – так, например, выделяемая в составе верхнетатарских отложений шенгелшйская свита на подстилающей ее башенкульской свите в межкупольных депрессиях залегает согласно, а на обращенных поднятиях (Му-юнкульское поднятие) и близ соляных куполов (близ купола Кенкияк) перекрывает ее со все более заметным угловым несогласием (Вайнблат, 1964, 1965).

К раннему триасу формирование локальных структур на восточной окраине Прикаспийской впадины в основном завершилось. Способная к пластическому перераспределению соль из межкупольных депрессий в основном была уже выжата к соляным массивам куполов, прекратившим свое активное развитие. Нижнетриасовые отложения трансгрессивно перекрыли их вершины, а на крыльях куполов и в межкупольных депрессиях срезали различные горизонты отложений татарского яруса верхней перми. Однако их накопление происходило при весьма замедленном, но все же продолжавшемся подъеме соляных массивов куполов. Поэтому отложения соркульской, кокжидинской, акжарской, кумсайской, тасийской свит нижнего триаса (Авров и др., 1966) над сводами соляных куполов мало мощны, но их мощность возрастает на крыльях соляных куполов, достигает максимума в сопряженных компенсационных мульдах, где по сравнению со сводами соляных куполов она увеличивается вдвое и вновь несколько сокращается над сводами пассивных обращенных межкупольных поднятий по верхнепермским отложениям. Продолжавшийся подъем соляных массивов куполов отражался на фациальном и литологическом составе отложений. Так, например, соркульская свита ветлужской серии нижнего триаса на соляных куполах (в частности на Кенкияке) начинается пачкой песчаников и конгломератов, а в межкупольных депрессиях – пачкой песков и песчаников, в составе которой преобладают рыхлые песчано-глинистые породы.

При более детальной корреляции разрезов скважин по данным электрокаротажа можно установить закономерности изменения мощностей и литологического состава не только отдельных свит нижнего триаса, но и составляющих их пачек в зависимости от структурного положения конкретных разрезов. Так, например, по скв. Г-76, Г-39 и Г-11, пробуренным на соляном куполе Кумсай по профилю III (рис. 1), мощность акжарской свиты равна соответственно 135, 108, 85 м. По мере приближения к своду купола, мощность закономерно уменьшается от скв. Г-76 к скв. Г-11. По отношению к мощности этой свиты, замеренной в скв. Г-76, мощность в скв. Г-39 сокращается на 20%, а в скв. Г-11 – еще на 17%. В составе акжарской свиты выделяется семь литологических пачек (снизу вверх), которым отвечают определенные каротажные репера (рис. 2):

Пачка I. Песчаники зеленовато-серые и коричневые, разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), рыхлые, с линзами глин.

Кривая РС – резкий минимум, дифференцирована. Кривая КС – пониженные сопротивления от 1 до 1,5 мм, дифференцирована.

По кавернометру – сужение диаметра скважины.

Пачка II. Глины коричневые, известковистые, алевроитистые, плотные. В середине пачки прослой зеленовато-серого песчаника, средне- и крупнозернистого, неравномерно-зернистого, рыхлого, переходящего в песок.

Кривая РС – резкий максимум, слабо дифференцирована.

Кривая КС – сопротивления от 2,5 до 3 ом, слабо рассеченная или мелко зазубренная.

По кавернометру – расширение диаметра скважины.

Пачка III. Песчаники серые, тонко- и мелкозернистые, неравномернозернистые, полимиктовые, известковистые, плотные и рыхлые, иногда переходящие в песок. Кривая РС – резкий минимум.

Кривая КС – сопротивления от 2 до 4 ом. По кавернометру – сохранение диаметра ствола скважины.

Пачка IV. Глины коричневато-красные и красные с голубовато-зелеными пятнами, алевроитистые, известковистые, плотные. В середине пачки прослой песка.

Кривая РС – резкий максимум, дифференцирована. Кривая КС – сопротивления от 1 до 5 ом, дифференцирована. По кавернометру – расширение диаметра скважины.

Пачка V. Песчаники зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые. В середине пачки прослой глины коричневато-красной с зелеными пятнами, алевроитистой, известковистой, плотной, жирной. Кривая РС – резкий минимум, дифференцирована. Кривая КС – сопротивления от 1 до 5 ом, дифференцирована. По кавернометру – сужение диаметра скважины.

Пачка VI. Глины коричневато-красные, алевроитистые, слюдистые, плотные. Кривая РС – резкий максимум, слабо дифференцирована. Кривая КС – повышенные сопротивления до 5 ом. По кавернометру – расширение диаметра скважины.

Пачка VII. Песчаники серые и коричневато-серые, средне- и крупнозернистые, неравномернозернистые, плотные, но иногда переходящие в рыхлые пески с линзами глины.

Кривая РС – резко расчлененная, пониженная, с максимумом в средней части.

Кривая КС – пониженные сопротивления от 1 до 2 ом. По кавернометру – сужение диаметра скважины.

Сопоставление разрезов акжарской свиты по упомянутым скважинам показывает, что общее сокращение ее мощности по направлению к своду купола Кенкияк зависит не от последующего размыва, а обусловлено последовательным сокращением мощности каждой из составляющей ее семи литологических пачек (см. рис. 2). Особенно резко сокращается мощность преимущественно песчаных (нечетных) пачек, тогда как мощность преимущественно глинистых (четных) пачек более выдержана.

В литературе по Прикаспийской впадине для ее активно развивающихся в мезозое и палеогене соляных куполов обычно отмечается либо резкое сокращение мощностей или выпадение либо только верхних (Айзенштадт, 1958; Казанов и др., 1958; Долицкий, 1962), либо, реже, нижних пачек тех или иных стратиграфических горизонтов вследствие размыва, последовавшего за их накоплением. Однако, при тщательной корреляции разрезов скважин даже для весьма слабо развивавшихся в мезозое соляных куполов удается установить фациальные изменения отдельных свит (соркульской свиты нижнего триаса на Кенкияке) и последовательное изменение мощностей отдельных пачек (пачек акжарской свиты нижнего триаса на Кенкияке) в зависимости от структурного положения конкретных разрезов. Эти изменения неоспоримо свидетельствуют о конседиментационном развитии локальных структур, созданных соляной тектоникой на востоке Прикаспийской впадины. Учет этих изменений крайне важен не только для познания процессов формирования этих структур, но и для выяснения условий возникновения на них литологически ограниченных залежей нефти и газа.

- Авров П.Я., Булукбаев З.Е., Дальян И.Б., Посадская А.С. Стратиграфия и нефтеносность нижнетриасовых отложений восточной окраины Прикаспийской впадины. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1966, № 1.
- Айзенштадт Г.-Е.А. Тектоническая история развития Прикаспийской впадины. (Труды ВНИГРИ, вып. 128). М., Гостоптехиздат, 1958.
- Вайнблат А.Б. Стратиграфия и литология верхнепермских и триасовых отложений Кенкияк-Шенгельшского района (Западное Примугоджарье). (Труды ВНИГРИ, вып. 237). М., Гостоптехиздат, 1964.
- Вайнблат А.Б. Строение и нефтеносность верхнепермских и триасовых отложений восточной окраины Прикаспийской впадины. – Зап. ЛГИ, т. 49, вып. 2, 1965.
- Долицкий В.А. Некоторые особенности строения соляных куполов Прикаспийской синеклизы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.
- Журавлев В.С. Главный этап формирования соляных куполов и связанные с ним закономерности размещения залежей нефти и газа. – Тезисы докладов Второго межведомственного симпозиума по проблеме: Геологические особенности солянокупольных регионов и методика поисков и разведок солянокупольных структур в связи с нефтегазонасностью Чернигов, 1966.
- Знаменский В.В., Леонтьев Д.Н., Погребинский А.С., Хвилевецкий М.О. Глубинное строение Темир-Иттасайской зоны по данным МРНП. – Нефтегазовая геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 6, 1968.
- Казаков М.П., Чарыгин М.М., Быков Р.И. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазонасности. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Шаля А.А. Новые данные о позднепермских – раннеюрских отложениях (аралсорская свита) западных и центральных районов Прикаспийской синеклизы. – Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 4.

Б. С. Журавлев, А. А. Ромашов

КОМПЕНСАЦИОННЫЕ СИНКЛИНАЛИ И МУЛЬДЫ ОСЕДАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Локальные структуры, созданные соляной тектоникой, широко развиты в восточной части Прикаспийской впадины. Детальное изучение строения соляных куполов подтвердило существование в их пределах структурных форм, обусловленных вторичной соляной тектоникой. На характерные проявления последней в отдельных локальных структурах некоторых солянокупольных областей указывали Ю.А. Косыгин (1950, 1958), В.С. Журавлев (1966, 1970 и др.), В.С. Журавлев и В.И. Самодуров (1960), А.А. Ромашов (1971, 1972 и др.) и др.

Некоторые исследователи (Журавлев, 1970; Журавлев, Самодуров, 1960) считают, что проявления вторичного соляного тектогенеза с образованием соляных шипов свойственны лишь небольшим по размерам открытым соляным куполам краевых частей Прикаспийской впадины, для которых характерна небольшая исходная мощность соли и незначительная глубина залегания подсолевого ложа.

Ю.А. Косыгин отмечал интенсивное проявление вторичного соляного тектогенеза для ряда мелких соляных куполов Северной Америки, а также для некоторых куполов Днепровско-Донецкой впадины (Ромны, Дмитровка). Обязательным условием проявления вторичного соляного тектогенеза является очень неглубокое залегание поверхности соляного массива купола и наличие достаточно мощного кепрока. В частности, для куполов Джефферсон-Айленд и Бель-Иль в Южной Луизиане (рис. 1) глубины залегания кровли соляных массивов соответственно составляют 275 и 195 м, для соляного купола Ромны Днепровско-Донецкой впадины – около 200 м. При этом на куполах Северной Америки надсводовые компенсационные синклинали (или мульды), образовавшиеся в результате проявления вторичного соляного тектогенеза, выполнены исключительно породами кепрока и четвертичными отложениями, на куполе Ромны соляной массив перекрыт только верхнемеловой осадочной брекчией (Косыгин, 1950).

Сравнительный анализ геолого-геофизических данных по материалам детальных работ последних лет показывает, что проявления вторичной соляной тектоники свойственны более широкому кругу локальных структур, среди которых есть практически все типы соляных куполов и антиклиналей, встречающиеся в восточной части Прикаспийской впадины. Это небольшие открытые купола типа Карачунгул и Замятин краевых частей впадины; закрытые соляные купола типа Ахсий, Булюктау, Карабатыр, Туздысай, Кумбаур и другие междуречья Уты, Уила и Эмбы; купола-гиганты типа Шалкара, Индера, Санкебая, Круглого, центральных частей Прикаспийской впадины.

На ряде куполов сопряженные компенсационные синклинали, образовавшиеся в результате роста соляных шипов массивов куполов, выполнены, как правило, нормально осадочными отложениями от юрских и нижнемеловых до верхнемеловых и плиоцен-четвертичных, причем мощность пород нередко превышает 200–300 м. На большей части соляных куполов отсутствуют отложения кепрока, а глубина залегания кровли соляных массивов значительно превышает 300–500 м.

Небольшие по размерам в поперечнике соляные массивы куполов междуречья Уила и Эмбы имеют обычно не более одного соляного шипа. В преде-

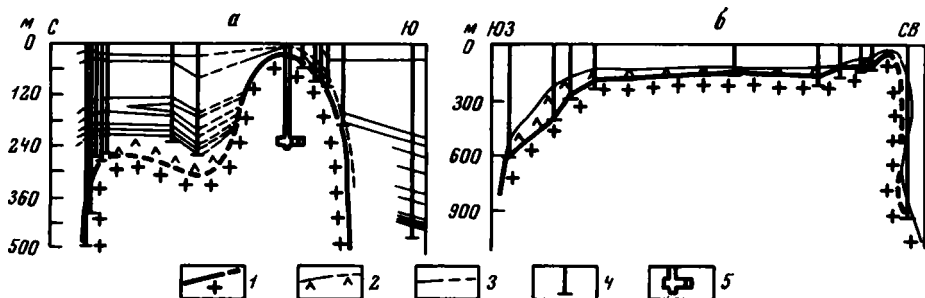


Рис. 1. Схематические разрезы через соляные купола Южной Луизианы - Джефферсон-Айленд (а) и Бель-Иль (б). По О'Доннелу и Д.Бартону (из Ю.А. Косыгина, 1950)

1 - соленосные отложения шипов; 2 - кепрок; 3 - геологические границы; 4 - скважины; 5 - соляная шахта

лах обширных соляных массивов куполов-гигантов левобережья Урала установлено по нескольку соляных шипов и сопряженных с ними компенсационных синклиналей. Иногда близко расположенные соляные шипы сливаются, образуя соляной гребень (купола Шалкар, Кошак-Танатар и др.). Последнее имел в виду В.С. Журавлев (1963), выделяя среди нормально развитых куполов Прикаспийской впадины подтип соляных куполов с плосковышними соляными массивами, осложненными соляным гребнем. Часто образование шипов и гребней, а также смежных с ними компенсационных синклиналей в сводах соляных массивов куполов сопровождается появлением дизъюнктивных нарушений с довольно значительной амплитудой смещения слоев.

Таким образом, предположение Ю.А. Косыгина (1950, 1958), считавшего необходимым и единственным условием проявления вторичного соляного тектогенеза присутствие в кровле соляного массива пород кепрока различного удельного веса, очевидно, справедливо не для всех локальных структур, созданных соляной тектоникой. В настоящее время в различных солянокупольных областях установлено множество локальных структур, в сводах которых развиты отложения кепрока большой мощности, причем поверхность соли относительно плоская, без шипов и вздутий. Такие купола известны в бассейне Мексиканского залива - Брукшир, Шугарленд и другие в Техасе, Гуэидан и другие в Южной Луизиане и т.п. (Murray, 1966). Аналогичные купола с довольно мощными кепроками и сравнительно плоскими соляными массивами имеются в Северо-Германской низменности (Trusheim, 1960).

Исследования последних лет показывают, что дифференцированное перераспределение соли и образование соляных шипов, вздутий и гребней не связано исключительно с наличием кепрока над соляными массивами куполов. По-видимому, только мощность и вещественный состав отложений, перекрывающих массивы куполов (включая и породы кепрока), определяют образование и амплитуду поднятия соляного шипа или гребня. Наличие же кепрока дополнительно усиливает вторичное перераспределение соли и в ряде случаев является, несомненно, первопричиной последнего.

Несколько ранее к аналогичному выводу пришел В.С. Журавлев (1963), рассматривая выделенный им тип куполов с вогнутыми вершинами соляных массивов и мульдами оседания. Краевые соляные поднятия (шипы или гребни) образовывались, по-видимому, не только за счет притока соли со стороны соседних межкупольных депрессий, но и за счет пополнения из более пониженных участков сводов. Дополнительная нагрузка, увеличивающаяся по мере накопления надсолевых пород в мульдах оседания, постепенно усиливала

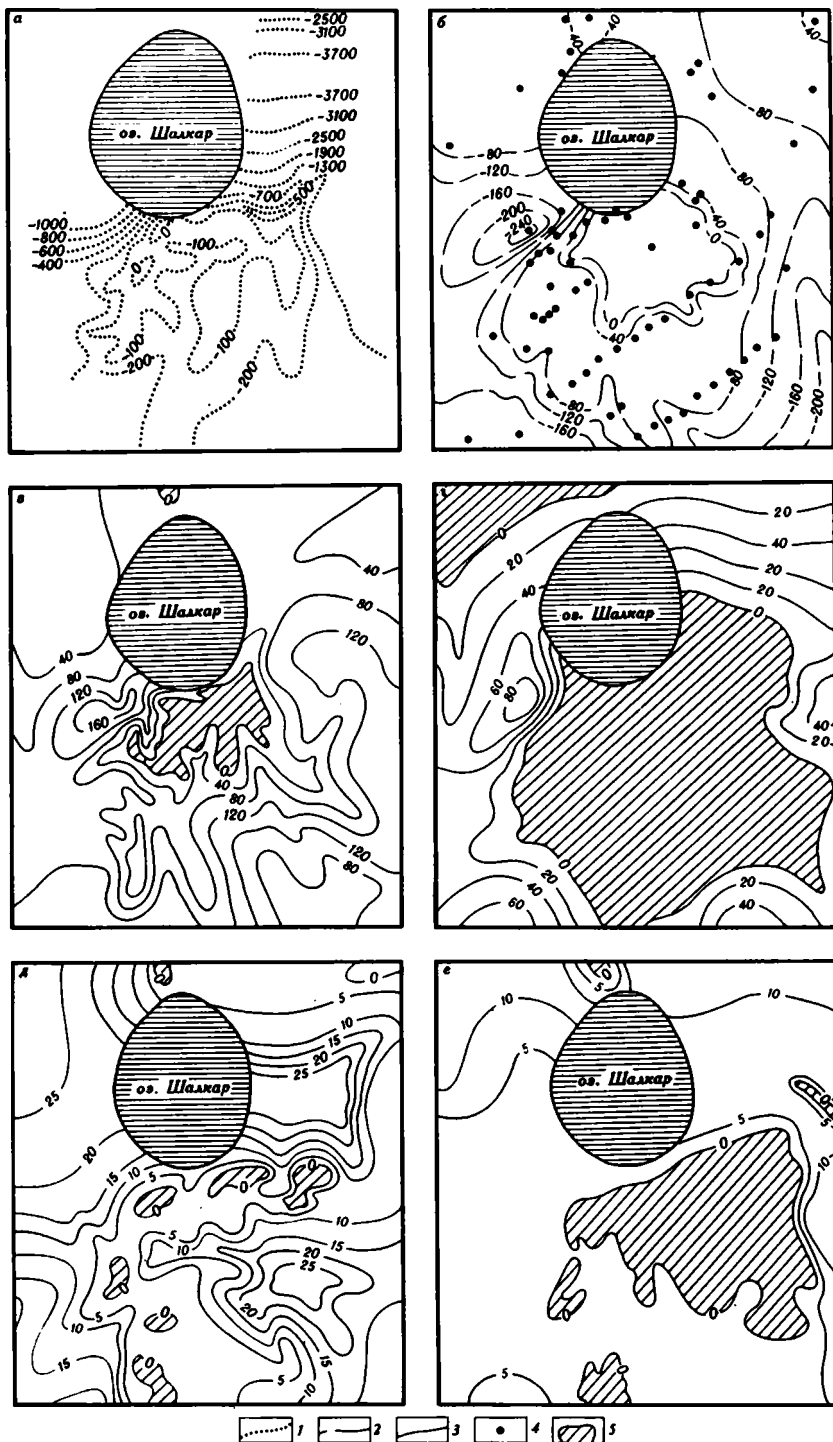


Рис. 2. Схема конседиментационного развития соляного купола Шалкар в новейшее, плиоцен-четвертичное, время (по данным А.А.Соколовой-Кочегаровой, 1963 г., с дополнениями)

а – структурная схема кровли соляного массива купола Шалкар по данным МОВ с уточнениями по геологическим данным; б – схема доплиоценового рельефа центральной части купола Шалкар, в-е – схемы распределения мощностей:

процессы пластического перераспределения соли в верхних частях соляных массивов.

Рассмотрим кратко историю развития купола-гиганта Шалкар в новейшее, неоген-четвертичное, время. Купол расположен на левобережье Урала, примерно в 80–85 км южнее г. Уральска. Орографически куполу соответствует обширная денудационная возвышенность с пологохолмистым рельефом, расчлененным многочисленными оврагами и балками (Курайлисай, Ащисай и др.). Абсолютные отметки возвышенности 50–80 м. Наивысшая точка ее, гора Сасай, имеет абсолютную отметку 94,6 м. На севере и западе возвышенность ограничена четко выраженным абразионным уступом, выработанным хвалынским морем (гипсометрический уровень –49 м). В западной части возвышенности абразионный уступ новейшими тектоническими движениями поднят до абсолютных отметок 60 м, т.е. на 11 м выше нормального уровня. На юго-западе, юге и востоке возвышенность постепенно сливается с аккумулятивной равниной хвалынского возраста.

На гравиметрической карте куполу Шалкар отвечает обширная отрицательная аномалия силы тяжести общей площадью более 2000 км². Соленосные отложения кунгурского яруса в своде купола залегают на глубинах от 50 до 350 м и только в районе горы Сасай, по южному берегу оз. Шалкар, выходят на дневную поверхность в карстовых воронках. Соляной массив купола с обширным плоским сводом имеет сложную форму с ответвлениями соляного тела в западном, северо-западном, юго-западном и юго-восточном направлениях.

Поверхность соли в пределах свода погружается в юго-восточном направлении и осложнена соляными шипами, вздутиями, уступами и мульдами (понижениями). Наибольшей крутизной характеризуется северо-западный и южный склоны соляного массива и его ответвлений. Высота соляного массива купола Шалкар относительно прилегающих межкупольных депрессий, по данным сейсморазведки, на севере достигает 3,5–4,0 км, увеличиваясь в южном направлении до 5–7 км. Мощность соляной толщи в массиве купола Шалкар, по тем же данным, 8 км (рис. 2).

На схематической геологической карте (плиоцен-четвертичные отложения сняты) видно, что в сводовой части соляной массив перекрыт ниже-среднеюрскими, триасовыми и верхнепермскими отложениями. Крылья купола сложены породами верхней юры, нижнего и верхнего мела; в межкупольных депрессиях установлены отложения верхнего мела и палеогена. Соленосные породы кунгурского яруса нижней перми выходят на доплиоценовую поверхность в виде соляных шипов, каждый из которых занимает площадь не менее 150–170 км² (рис. 3). Вторичные соляные шипы, вздутия и уступы находят отражение в надсолевых слоях в виде коротких антиклинальных микроскладок и поднятий. Компенсационные мульды и впадины на своде купола, как правило, имеют синклинальное строение и обычно выполнены неогеновыми и плиоцен-четвертичными отложениями. В северной части свода в аналогичной компенсационной синклинали (мульде) установлены ниже-верхнемеловые (туронские) породы. Отложения, выполняющие упомянутые мульды, повсеместно залегают с резким, угловым и стратиграфическим (эрозионным) несогласием на подстилающих более древних отложениях.

Нередко образование соляных шипов и сопряженных с ними компенсационных синклиналей сопровождается новейшими разрывными нарушениями, отчет-

Продолжение подписи к рис. 2.

в – акчагыла (через 40 м), г – апшерона (через 20 м), д – бакино-хазарских отложений (через 5 м), е – хвалынских отложений (через 5 м). 1 – данные МОВ; 2 – изогипсы по подошве акчагыльских отложений, проведенные через 40 м; 3 – изолинии равных мощностей; 4 – скважины, вскрывшие доплиоценовые отложения; 5 – области отсутствия отложений данного возраста

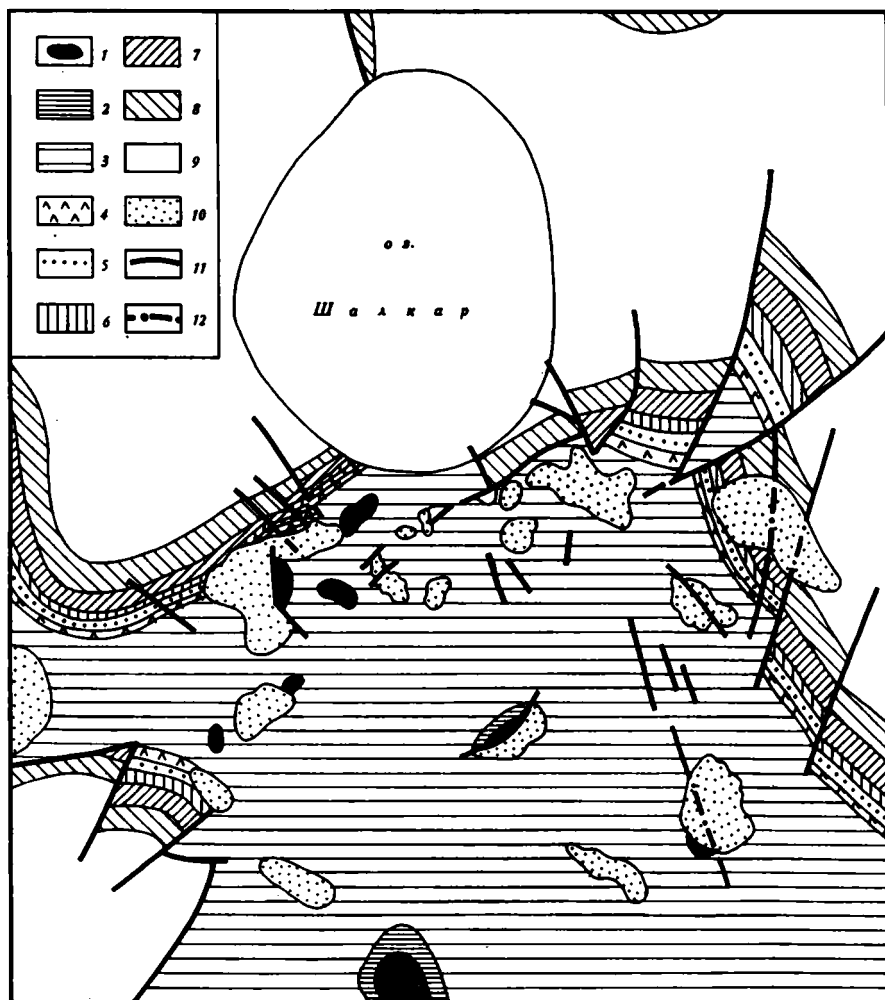


Рис. 3. Схематическая геологическая карта со снятыми плиоцен-четвертичными отложениями центральной части купола Шалкар (по А.А.Соколовой-Кочегаровой, 1963 г.)

1 – кунгурский ярус нижней перми; 2 – верхнепермские и триасовые отложения нерасчлененные; 3 – нижняя и средняя юра; 4 – верхняя юра; 5 – неомкомский подъярус и аптский ярус нерасчлененные; 6 – альб-сеноманские отложения; 7 – сантон-кампанские отложения; 8 – маастрихтско-датские отложения; 9 – палеоцен-эоценовые нерасчлененные отложения; 10 – миоцен; 11 – разрывные нарушения; 12 – разрывные нарушения под покровом миоценовых отложений

ливо дешифрирующимися на аэрофотоматериалах крупного масштаба. Так, восточнее балки Курайлисай, в центральной части купола Шалкар, скв. 70 соленосные отложения кунгура вскрыты на глубине 341 м; скв. 69, пройденная в 2 км северо-восточнее, вскрыла те же породы на глубина 323 м, а скв. 71, расположенная юго-западнее скв. 70, прошла соленосный кунгур на глубине 229 м. По-видимому, соляной шип, ограниченный с востока разломом северо-восточного простирания, имеет здесь амплитуду поднятия около 110 м, причем восточный склон шипа более крутой, западный – пологий. Аналогичные разрывные нарушения установлены в пределах компенсационных сиклиналей на северо-востоке купола Шалкар (см. рис. 3).

Совместное рассмотрение и анализ схемы доплиоценового рельефа центральной части купола Шалкар и схем распределения мощностей для акчагыльского и алшеронского ярусов, бакино-хазарских отложений показывают, что соляной массив купола в новейшее время развивался непрерывно и конседиментационно. Заложение большинства поднятий соответствующих соляным шипам массива, а также соседних компенсационных синклиналей (мульд) произошло, вероятно, в донеогеновое время, хотя возможно существование части поднятий и мульд уже в поздне- и даже раннемеловую эпохи (см.рис.2).

Различный возраст и мощность отложений, выполняющих сопряженные с соляными шипами компенсационные мульды, указывают на то, что начало дифференцированного перераспределения соли на куполах восточной части Прикаспийской впадины, так же как и на куполах Северной Америки и Украины, происходило неодновременно и с разной скоростью, оно, по-видимому, было тесно связано с общим конседиментационным ростом локальных структур этих областей в новейшее (неоген-четвертичное для Прикаспийской впадины) время. Следовательно, образование шипов, вздутий, гребней и сопряженных с ними компенсационных отрицательных структур, осложняющих соляные массивы куполов, является закономерным, а не случайным этапом в истории развития соляных массивов структур, созданных соляной тектоникой (Ромашов, 1971, 1972 и др.).

Значительную роль в проявлении вторичного соляного тектогенеза, связанного с пластическим перераспределением соли в сводовых частях массивов куполов, играют процессы подземного выщелачивания (Якуцени, 1961; Журавлев, 1963; Ромашов, 1971 1972). На куполах, соляные массивы которых не выведены на дневную поверхность, наиболее интенсивному выщелачиванию будут подвергаться уже сформированные или растущие соляные шипы и вздутия. Однако, растворяя и сглаживая выступы над зеркалом соляных массивов куполов на одних участках, подземные воды одновременно способствуют выпадению в осадок и значительному накоплению солей на других.

Таким образом, единство действия процессов подземного выщелачивания, с одной стороны, заключается в нивелировании, слизывании выступающих частей соляных массивов и замедлении роста соляных шипов. С другой стороны, дополнительная нагрузка, увеличивающаяся за счет выпадения в осадок солей, ускоряет и усиливает пластическое перераспределение соли в сводах куполов. Для структурных форм, обусловленных проявлением вторичной соляной тектоники, характерны те же особенности становления и развития, свойственные в целом локальным структурам, созданным соляной тектоникой: уменьшение и увеличение мощностей, стратиграфические несогласия, связанные с конседиментационным развитием; выпадение из разреза пачек пород; угловые и эрозийные несогласия, связанные, видимо, с постседиментационным ростом и др.).

Время заложения и активного развития всей гаммы положительных и отрицательных структур, созданных соляной тектоникой, не было одновременным на обширной территории восточной части Прикаспийской впадины. Интенсивность формирования и усложнение строения соляных массивов куполов, так же как закономерности пространственного размещения локальных структур, определялись исходной мощностью соленосного и надсолевого структурных комплексов и глубиной залегания подсолевого ложа (Косыгин, 1950, 1958; Журавлев, 1970, Ромашов, 1971, 1972; и др.).

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Проявление вторичной соляной тектоники свойственно большинству соляных куполов, установленных в восточной части Прикаспийской впадины, и обусловлено мощностью и вещественным составом пород (в том числе и кепрока), перекрывающих соляные массивы. Наличие кепрока только усиливает пластическое перераспределение соли и, по-видимому, в ряде случаев является первопричиной последнего.

2. Проявления вторичного соляного тектогенеза характерны также для части куполов, соляные массивы которых вообще лишены кепрока.

3. Важную роль в процессах вторичной соляной тектоники в сводовых частях массивов куполов играет подземное выщелачивание соли.

4. Компенсационные синклинали(мульды), сопряженные с соляными шипами, вздутиями и гребнями, выполнены нормально осадочными новейшими неоген-четвертичными (нередко и более древними меловыми и палеогеновыми) отложениями. Следовательно, проявления вторичной соляной тектоники и структурные формы (шипы, гребни, синклинали и т.д.), образованные ею, характеризуют новейший этап развития соляных массивов куполов, происходивший, как и все предыдущее развитие, непрерывно и неравномерно.

5. Надсводовые мульды оседания являются локальными отрицательными структурами, созданными вторичной соляной тектоникой. Они образовались в результате процессов подземного выщелачивания в сводовых частях соляных массивов куполов. Вместе с компенсационными (межкупольными) депрессиями и мульдами последние относятся к отрицательным структурам, отражающим динамику становления и развития локальных положительных структур (куполов, антиклиналей), созданных соляной тектоникой.

6. Образование структурных форм, обусловленных вторичной соляной тектоникой, в ряде случаев сопровождается развитием дизъюнктивных нарушений, нередко подчеркивающих структурно-морфологические особенности этих форм (асимметричность соляных шипов, синклиналей и др.).

Литература

- Журавлев В.С. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ГИН, вып. 92.)
- Журавлев В.С. Компенсационные мульды и мульды оседания Прикаспийской впадины — индикаторы локальных и региональных проявлений новейшей тектоники. — Труды ВНИГРИ, вып. 54, 1966.
- Журавлев В.С. Прикаспийская впадина. — В кн.: Геология СССР, т. 21. Западный Казахстан, ч. 1, кн. 2. М., "Недра", 1970.
- Журавлев В.С., Самодуров В.И. Проявление вторичной соляной тектоники на открытых куполах восточной части Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, 1960, т.132, № 4.
- Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М.-Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю.А. Тектоника нефтеносных областей. М.-Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Ромашов А.А. Некоторые особенности локальных структур восточной части Прикаспийской впадины по результатам комплексной геологической съемки. — Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., 1971, № 12.
- Ромашов А.А. Особенности тектоники и локальные структуры юго-восточной части Прикаспийской впадины. — Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., 1972, № 4.
- Якуцени В.П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. — Труды ВНИГРИ, вып. 167, 1961.
- Murray G.E. Salt structures of Gulf of Mexico basin. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 50, N 3, 1966.
- Trusheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 44, N 9, 1960.

В. С. Журавлев, А. А. Ромашов

НОРМАЛЬНО РАЗВИТЫЕ И РУДИМЕНТАРНЫЕ СОЛЯНЫЕ КУПОЛА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Прикаспийская впадина относится к одному из сложнейших структурных элементов в составе древней Восточно-Европейской платформы и представляет собой крупнейшую в мире солянокупольную область с глубоко погруженными подсолевым ложем и докембрийским фундаментом. Строение, условия образования и закономерности пространственного размещения локальных структур, созданных соляной тектоникой, изучены еще недостаточно.

В составе платформенного чехла Прикаспийской впадины выделяются структурные комплексы (подсолевой, соленосный и надсолевой) и этажи, в понимании А.А. Богданова (1963), отличающиеся специфическими структурными особенностями и обычно разделенные значительными угловыми и стратиграфическими несогласиями. Имеющихся геолого-геофизических данных все еще недостаточно для однозначного выделения в составе подсолевого и соленосного структурных комплексов более дробных единиц. В надсолевом комплексе уже сейчас выделяются структурные этажи, отвечающие отдельным этапам развития Прикаспийской впадины и ее локальных структур: верхнепермско-триасовый, юрско-палеогеновый и неоген (олигоцен)-четвертичный (Журавлев, 1970; Ромашов, 1972; и др.).

Локальные структуры, созданные соляной тектоникой в Прикаспийской впадине, являются основным тектоническим элементом соленосного и надсолевого структурных комплексов. По положению в платформенном чехле и соотношению со структурными комплексами и этажами последнего они могут быть названы бескорневыми (Хаин, 1964). Наблюдается отчетливая дисгармоничность в строении подсолевого и надсолевого комплексов, особенно резко выраженная на участках значительного погружения подсолевого ложа (и видимо, фундамента) и обусловленная подвижностью соли, испытавшей пластическую деформацию и вызвавшей появление многочисленных локальных структур. От бортов к центру впадины быстро нарастает интенсивность соляного тектогенеза в связи с увеличением исходных мощностей соленосного и надсолевого структурных комплексов (Ромашов, 1971а, б, 1972 и др.).

Надсолевые структуры куполов Прикаспийской впадины всецело зависят от формы, размеров и истории формирования их соляных массивов. Связь между надсолевыми структурами и соляными массивами куполов не только морфологическая (статическая), но и историческая (динамическая). Весь ход развития куполов в надсолевых породах отражает процесс становления этих массивов. Поэтому среди соляных куполов Прикаспийской впадины следует различать рудиментарные и нормально развитые (Журавлев, 1963, 1970; Ромашов, 1972; и др.).

К рудиментарным относятся глубокие соляные купола, не прорванные солью и лишь приподнимающие надсолевые слои. Эти купола прекратили или, правильнее, почти прекратили свое развитие во время накопления отложений юрско-палеогенового структурного этажа. Дальнейший интенсивный рост соляных массивов рудиментарных куполов лимитировался постепенно слабевшим подтоком соли из пространств, окружающих эти купола. Такие массивы выделяются как по окраинам впадины над выклинивающимися соленосными породами кунгура, так и во внутренних частях Прикаспийской впадины над остаточными выступами соли в ряде межкупольных депрессий.

Для рудиментарных куполов характерны согласные налегания надсолевых слоев на соляные массивы. Для юрско-палеогенового этажа также отмечаются довольно значительные сокращения мощностей к сводам куполов. Несомненные изменения и фациального состава отложений в направлении сводов рудиментарных куполов, по-видимому, наиболее резкие в нижней, верхнепермско-триасовой, части надсолевого комплекса и аналогичные для нормально развитых соляных куполов (Ромашов, 1971а, б; и др.).

Типы нормально развитых соляных куполов устанавливаются по соотношению поверхностей соляных массивов и надсолевых слоев в наиболее приподнятых сводовых частях куполов. Несмотря на все разнообразие существующих терминов, определяющих различные типы куполов и других положительных структур, созданных соляной тектоникой (соляные поднятия, купола, антиклинали, штоки, валы, гряды и т.д.) во всех известных случаях в строении их могут быть выделены только две части: соляной массив, или шток, и надсолевая структура (свод, крылья, грабены и др.), генезис и развитие которых тесно взаимосвязаны (Журавлев, 1963, 1970; Ромашов, 1972; и др.).

Полученный в последние годы обширный геолого-геофизический материал по строению многих соляных куполов, а также межкупольных депрессий, особенно глубоких частей последних, позволяет существенно уточнить и конкретизировать принципы выделения нормально развитых и рудиментарных куполов Прикаспийской впадины.

Анализ данных по региональным сейсмическим профилям, проложенным в субширотных направлениях через Прикаспийскую впадину, а также данных профилей Караул-Кельдинской, Ново-Алексеевской, Темиро-Итассайской и других детально исследованных площадей показывает, что на большинстве разрезов толща надсолевых пород в пределах межкупольных депрессий отчетливо делится на две части: верхнюю – с преимущественно зеркальными и нижнюю – с незеркальными отражающими горизонтами.

В пределах верхней части слои залегают почти горизонтально, лишь незначительно воздымаясь вблизи сводов соляных куполов. Элементарные площадки, составляющие горизонты в этой толще, хорошо согласуются между собой по глубине залегания и углу наклона, образуя примерно 5–7 и более протяженных, хорошо коррелирующихся отражающих горизонтов. В нижней части надсолевой толщи наряду с относительно протяженными отражающими горизонтами выделяется много коротких отражающих горизонтов и отдельных площадок. Горизонты здесь четко коррелируются и залегают спокойно только в центральных частях межкупольных депрессий. Они резко воздымаются вблизи соляных куполов и, очевидно, прорываются последними. Наряду с элементарными отражающими площадками, согласующимися по положению в разрезе и углу наклона, имеется много площадок с иными углами наклона, лишь их центры располагаются в пределах прослеживаемых горизонтов. Количество протяженных отражающих горизонтов в этой части надсолевой толщи обычно не превышает одного – двух (Рябинкин и др., 1970; Ромашов, 1971а, б; 1973; и др.).

Например, на профиле, отработанном в направлении от г. Актюбинска до пос. Калмыково на р. Урал, и далее к востоку на профиле, отработанном от р. Урал до оз. Аралсор, в ряде межкупольных депрессий, разделяющих нормально развитые соляные купола Черкасский, Ботакос, Чингиз, Кульсай, Сауле, Жатыбай и другие, уверенно выделяется несколько рудиментарных куполов. При сопоставлении сейсмических разрезов, на которых установлены нормально развитые и рудиментарные купола, можно отметить, что на всех без исключения профилях соляные массивы не выходят за пределы границы между зеркальной и незеркальной толщами.

Данные о высоте соляных массивов рудиментарных куполов и глубине залегания границы между зеркальной и незеркальной толщами надсолевого комплекса приведены в табл. 1.

Таким образом, вершины соляных массивов рудиментарных куполов на приведенных сейсмических разрезах располагаются либо вблизи, либо на 1–2 км

Таблица 1

Характеристика рудиментарных куполов

Название или местоположение рудиментарного соляного купола	Глубина залегания, км		Высота соляных массивов куполов, км	Глубина залегания границы между зеркальной и не-зеркальной толщами в надсолевых отложениях, км
	кровли подсолевых отложений	подошвы надсолевой толши		
Ак-Мечеть	7,4	4,2	3,2	3,8
Купол между пикетами 50 - 100	8,0	3,3	4,7	2,8-3,0
Купол между пикетами 540 - 588	8,5	6,1	2,4	4,6
Купол между пикетами 5947 - 5995	9,7	4,3	5,4	2,3-3,0
Купол между пикетами 7018 - 7066	8,2	4,0	4,2	2,5-2,7
Купол между пикетами 7102-7138	7,9	4,5	3,4	3,5-3,7

ниже отмеченной границы, нигде не пересекая ее. Аналогичные соотношения кровли соляных массивов рудиментарных куполов с границей между зеркальной и незеркальной толщами в надсолевом комплексе практически сохраняются на большинстве изученных профилей различных частей Прикаспийской впадины (Ромашов, 1973). Следовательно, к рудиментарным могут быть отнесены только те купола, соляные массивы которых залегают значительно ниже границы между зеркальной и незеркальной толщами и располагаются полностью в пределах нижней (верхнепермско-триасовой) части надсолевого структурного комплекса.

Очевидно вершины соляных массивов нормально развитых куполов должны располагаться выше или вблизи упомянутой границы и повсеместно в пределах верхней (юрско-палеогеновой или неоген-четвертичной) части надсолевого комплекса.

Интересно отметить, что от бортов Прикаспийской впадины к ее центральным частям одновременно с увеличением глубины залегания кровли подсолевых отложений от 5,5-7,4 до 9,7-10,5 км почти вдвое (от 3,2 до 5,45 км) увеличивается высота соляных массивов рудиментарных куполов. В этом же направлении (к центру впадины) также значительно увеличивается высота соляных массивов нормально развитых куполов (табл. 2). Так, высота соляного массива купола Березовский, расположенного в восточной части Прикаспийской впадины, составляет всего 4,2 км, а высота соляных массивов куполов Тюртчагне и Кульсай на левобережье Урала достигает соответственно 7,9 и 7,8 км.

В этом же направлении (от бортов к центру Прикаспийской впадины) уменьшается глубина залегания границы между зеркальной и незеркальной толщами в надсолевом структурном комплексе, как правило, за счет увеличения мощности нижней незеркальной части надсолевой толши. Данные сейсморазведки и глубокого бурения показывают, что в юго-восточной прибортовой зоне впадины толща пород, заключенная между поверхностью подсолевого ложа и границей раздела зеркальной и незеркальной частей в надсолевых отложениях, сформировалась в доюрское время, так как повсеместно в этой зоне срезает-

Таблица 2

Высота соляных массивов нормально развитых куполов

Купол	Глубина залегания подсолевого ложа, км	Мощность соли (высота соляных массивов), км	Мощность надсолевых отложений над вершинами соляных массивов куполов, км
Березовский	5,0	4,2	0,8
Сарытугай	5,6	4,7	0,9
Купол между пикетами 1650-1600	5,4	4,5	0,9
Байтакмола	5,6	4,8	0,8
Хабаловка	6,4	5,3	1,1
Вознесенский	7,1	5,4	1,8
Калиновка	7,4	6,2	1,2
Купол между пикетами 850-800	7,8	6,3	1,5
Черкасский	7,5	6,4	1,1
Ботакоз	7,9	6,7	1,2
Чингиз	8,0	7,1	0,9
Тюртчагне	8,5	7,9	0,6
Кульсай	8,5	7,8	0,7

ся V отражающим горизонтом, отождествляемым, по данным бурения, с подошвой нижней - средней юры (купола Кенкияк, Мортук, Четырлы, Телеумбет, Дюрткуль, Карате, Кемпер и др.).

В центральных частях Прикаспийской впадины, на междуречье Волги и Урала, по данным скв. СГ-1 Аралсор аналогичная часть надсолевого комплекса образовалась в допоздне триасовое время, так как вышеназванная граница раздела, отождествляемая с поверхностью регионального несогласия, по времени отвечает интервалу между средним и верхним триасом (Рябинкин и др., 1970; Ромашов, 1971а; и др.).

Таким образом, поверхность регионального несогласия, отвечающая разделу между зеркальной и незеркальной толщами в составе надсолевого структурного комплекса, представляет собой скользящую возрастную границу. Имеющиеся геолого-геофизические материалы дают основание считать, что большинство поверхностей региональных несогласий (доплиоценовая, преднеокомская, доюрская и т.д.), отвечающие границам между структурными этажами и подэтажами надсолевого комплекса, имеют скользящую возрастную характеристику, во многом обусловленную соляной тектоникой, интенсивность которой была неодинаковой на обширной территории Прикаспийской впадины.

Увеличение высоты соляных массивов нормально развитых и рудиментарных куполов, а также сокращение стратиграфического диапазона времени формирования толщи надсолевых пород с незеркальными отражающими границами свидетельствуют о более интенсивном росте соляных куполов обоих типов в центральных частях впадины. Это объясняется большой исходной мощностью соли и, видимо, более значительной разницей плотностей соленосных и надсолевых пород, что оказывало существенное влияние на скорость роста локальных структур (Косыгин, 1950, 1960; Журавлев 1969а, б; Ромашов, 1972, 1973; Ромашов, Чертова, 1972; Сычева-Михайлова, 1969, 1970; Trusheim, 1960; и др.).

Ранний, или главный по В.С.Журавлеву (1969а), этап развития локальных структур Прикаспийской впадины отвечает времени формирования рудиментарных и нижней части нормально развитых куполов. В незеркальной части надсолевой толщи в межкупольных депрессиях он характеризовался преимущественно скачкообразным (возможно пульсационным?) ростом. Подчиненное значение имело конседиментационное развитие вследствие существенной разницы средних плотностей соли и надсолевых пород. В юго-восточной и восточной прибортовой зонах впадины в связи со значительной разницей средних плотностей соли пермо-триасовых и юрских отложений скачкообразный характер роста локальных структур сохранялся преобладающим, по-видимому, до раннеюрского времени. В центральных частях Прикаспийской впадины разница средних плотностей триасовых и юрских пород была менее значительной. В сторону уменьшения и приближения их к средней плотности соли скачкообразный рост локальных структур гораздо раньше сменился конседиментационным, при существенном преобладании последнего (Ромашов, 1971б, 1972, 1973 и др.).

Аналогичный характер роста локальных структур, созданных соляной тектоникой, отмечается и для куполов побережья Мексиканского залива, где, по данным Дж. Сеглунда, нижняя часть надсолевой толщи до поверхности регионального несогласия в депрессиях, разделяющих соляные штоки, характеризовалась интенсивным осадконакоплением и скачкообразным (протыкающим, или пульсационным, по схеме Дж. Сеглунда) ростом соляного массива (см. рисунок). Верхняя часть соляных массивов (штоков), расположенная над поверхностью регионального несогласия, по мнению Дж. Сеглунда (Seglund, 1956) формировалась одновременно с осадконакоплением – конседиментационно.

Таким образом, развитие рудиментарных и нормально развитых куполов Прикаспийской впадины происходило непрерывно-прерывисто. Периоду непрерывного роста отвечал этап конседиментационного, прерывистого – постседиментационного развития. С непрерывно-прерывистым характером роста локальных структур связано образование значительных по площади карнизов и выступов на крутых склонах, а также шипов в кровле соляных массивов куполов, подтвержденное данными моделирования механизма образования диалиров в обстановке инверсии плотности (Сычева-Михайлова, 1969, 1970; и др.).

Соотношение непрерывного и прерывистого роста в длительном и сложном процессе формирования локальных структур, созданных соляной тектоникой, естественно, было неодинаковым. Для начальных этапов развития структур бо-

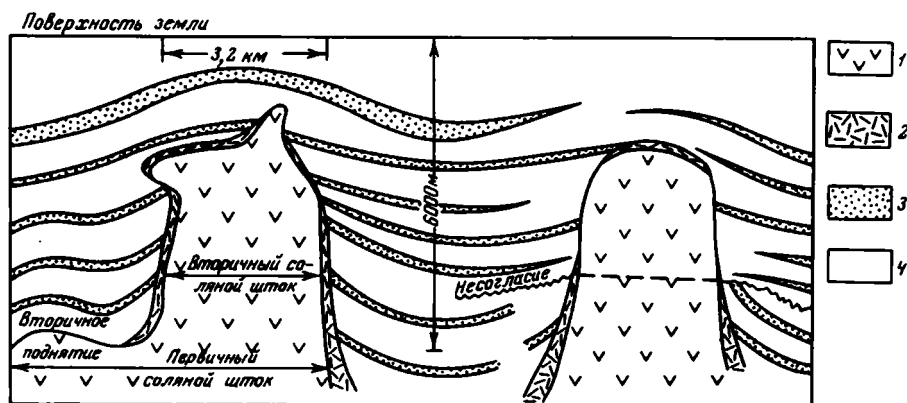


Схема соотношения соляных штоков (массивов) с надсолевыми толщами на побережье Мексиканского залива (по J.A.Seglund, 1956)

1 – соль; 2 – кепрок; 3 – песчаные породы; 4 – глинистые породы; стрелкой справа показана часть соляного штока, которая развивалась конседиментационно и была расположена выше поверхности регионального несогласия

лее характерен интенсивный (преобладающий) постседиментационный рост, связанный, несомненно, со значительно большей разницей плотностей соляных и надсолевых пород, оказывавшей весьма существенное влияние на скорость роста. В более поздние стадии в связи с уменьшением средних плотностей надсолевых отложений от верхнепалеозойских к мезозойским и третичным соотношение пост- и конседиментационного типов роста могло выравниваться, а новейшие стадии развития характеризоваться усиленным конседиментационным ростом (Ромашов, 1971б, 1972, 1973; Сычева-Михайлова, 1969, 1970; Seglund, 1956; и др.).

Сочетание конседиментационного и постседиментационного характера роста локальных структур отражает, по-видимому, диалектическую сущность непрерывно-прерывистого процесса развития, при котором постепенно накапливающиеся количественные изменения мощностей переходят в новые качественные, отвечающие более высокой стадии развития структуры. При этом, естественно, отдельные части или элементы структур, отвечающие ранним стадиям, постепенно "отмирают", становятся погребенными.

Литература

- Богданов А.А. О термине "структурный этаж" в связи с составлением международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000. Статья 3. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 1, 1963.
- Журавлев В.С. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 92).
- Журавлев В.С. Главный этап формирования соляных куполов и связанные с ним закономерности размещения залежей нефти и газа в Прикаспийской и Польско-Германской экзогональных впадинах. - В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Материалы 2-го симпозиума по соляной тектонике, ч. I. Киев, "Наукова думка", 1969а.
- Журавлев В.С. Роль конседиментационной тектоники в распределении фаций и мощностей пермских и триасовых отложений Прикаспийской впадины. - Труды Моск. ин-та нефтехим. и газов. пром-ти им. акад. И.М. Губкина, вып. 83, 1969б.
- Журавлев В.С. Прикаспийская впадина. - В кн.: Геология СССР, т. 21. Западный Казахстан, ч. I, кн. 2. М., "Недра", 1970.
- Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М.-Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю.А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН АН СССР, вып. 29).
- Ромашов А.А. Локальные структуры юго-восточной приобортовой части Прикаспийской впадины. - Изв. высших учебн. завед., Геол. и разв., № 9, 1971а.
- Ромашов А.А. Некоторые особенности локальных структур восточной части Прикаспийской впадины по результатам комплексной геологической съемки. - Изв. высших учебн. завед., Геол. и разв., № 12, 1971б.
- Ромашов А.А. Особенности тектоники и локальные структуры юго-восточной части Прикаспийской впадины. - Изв. высших учебн. завед., Геол. и разв., 1972, № 4.
- Ромашов А.А. Сравнительный анализ локальных структур юго-восточной части Прикаспийской впадины в связи с особенностями ее глубинной тектоники. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
- Ромашов А.А., Чертова С.О. Морские верхнеальбские отложения восточной части Прикаспийской впадины. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 47, вып. 6, 1972.
- Рябинкин Л.А., Знаменский В.В., Погребинский С.А., Хвильцкий М.О., Ефимкин Н.С. Геологические результаты глубинных исследований МРНП на востоке Прикаспийской впадины. (Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-ти им. акад. И.М. Губкина, вып. 90, 1970).
- Сычева-Михайлова А.М. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Сычева-Михайлова А.М. Моделирование процесса формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги. - Геотектоника, 1970, № 5.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Seglund J.A. Geologically speaking ... - Oil and Gas J., v. 59, N 54, 1956.
- Trusheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 44, N 9, 1960.

Л. Ф. Волчегурский, А. А. Фрейдлин

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ГЛУБИННЫЕ СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР МЕЖДУРЕЧЬЯ ЭМБЫ, УИЛА И ТЕМИРА

Восточная периферия Прикаспийской впадины в настоящее время рассматривается как одна из наиболее перспективных на поиски промышленных залежей нефти и газа. Подтверждением этому являются известные нефтяные месторождения на куполах Шубаркудук, Джаксымай, Акжар, Маратайкудук, Кенкияк, Кокжиде, Кумсай, Башенколь, Копа, Каратюбе (Дальян, Посадская, 1972), а также многочисленные нефтепроявления. Залежи и проявления нефти открыты в верхнепермских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложениях.

В последние годы была установлена нефтеносность подсолевых отложений (район купола Каратюбе), которые в ближайшем будущем должны стать основным объектом поиска нефти в пределах рассматриваемой территории.

Основной задачей исследований сейчас являются поиски благоприятных для скопления нефти структур в подсолевых отложениях. Решение этой задачи осложняется значительной глубиной залегания подсолевого комплекса (более 4–7 км), а также разноречивостью интерпретации геофизических материалов (в частности, материалов сейсморазведки). Поэтому важно использовать данные крупномасштабного геологического картирования для выяснения пространственных и глубинных соотношений структур, установления связи тектонических особенностей надсолевого и подсолевого структурных этажей.

Геологическое строение территории междуречья Эмбы, Уила и Темира в современном эрозионном срезе характеризуется закономерными изменениями с запада на восток.

В западной половине развиты многочисленные соляные купола, соединенные один с другим перешейками, протяженными разрывными нарушениями и зонами дробления. Площадь куполов, оконтуренных по крутым склонам соляных массивов, составляет 30%. Их своды сложены среднеюрскими и неокомскими породами примерно в одинаковых соотношениях. На многих куполах имеются грабены и мульды оседания. Наиболее типичны для этой территории купола Ждаля, Соркудук, Кардасин, Шубаржилаи, Курдак, Акшукур, имеющих столообразную форму сводов. На погружении сводов наиболее крупных куполов сформировались генетически связанные с ними структуры. Например, на погружении купола Акшукур возникли небольшие поднятия Маратайкудук и Кумсай; на погружении купола Шубаржилаи – поднятия Басоба и Соркудук.

Межкупольные депрессии преимущественно обрамленные (Журавлев, 1972). С поверхности они сложены, как правило, альб-сеноманскими, реже сенонскими отложениями. Здесь же закартировано несколько глубоко погруженных компенсационных мульд, выполненных породами палеогена и неогена (Аккольская, Кинжалинская, Жиландинская мульды и др.). В целом западной половине территории присуще ячеистое строение – отрицательные структуры окаймляются разноориентированными соляными куполами и гребнями.

Восточную половину территории можно условно разделить на две зоны – промежуточную, расположенную между верховьями Эмбы, Уила и правобережьем Темира и прибортовую – левобережье Эмбы и Темира. Соляные купола здесь более редки; они вытянуты цепочками (в промежуточной зоне их простирание северо-восточное, в прибортовой – субмеридиональное). Они связаны один с другим лишь протяженными сбросами и зонами трещиноватости. Пло-

шадь куполов, оконтуренных по крутым склонам соляных массивов, составляет 20–25%, уменьшаясь по направлению к восточному борту Прикаспийской впадины. Своды куполов сложены преимущественно нижнемеловыми породами, и лишь на крайнем востоке в зоне краевого шва Европейской платформы имеется ряд диапиров с выходами на поверхность соленосных отложений (Джилан-Саид, Кумыз-тюбе, Замятина, Соркрама). Грабены на куполах встречаются очень редко, в основном в промежуточной зоне (купола Бесоба, Лаккараган, Бактыгарын, Акжар). Межкупольные депрессии на востоке территории в основном раскрыты (Журавлев, 1972). С поверхности они сложены породами сенона и палеогена. Компенсационные мульды, выполненные образованиями палеогена и неогена, здесь отсутствуют. В то же время четко намечаются сопряженные компенсационные мульды в верхнепермских отложениях (Журавлев, 1972), которые способствовали формированию обращенных межкупольных поднятий типа Кумсай и Луговское.

В результате крупномасштабных геологических исследований территории с применением дешифрирования аэрофотоматериалов, геофизических методов и бурения структурных и картировочных скважин было выявлено большое количество разрывных нарушений.

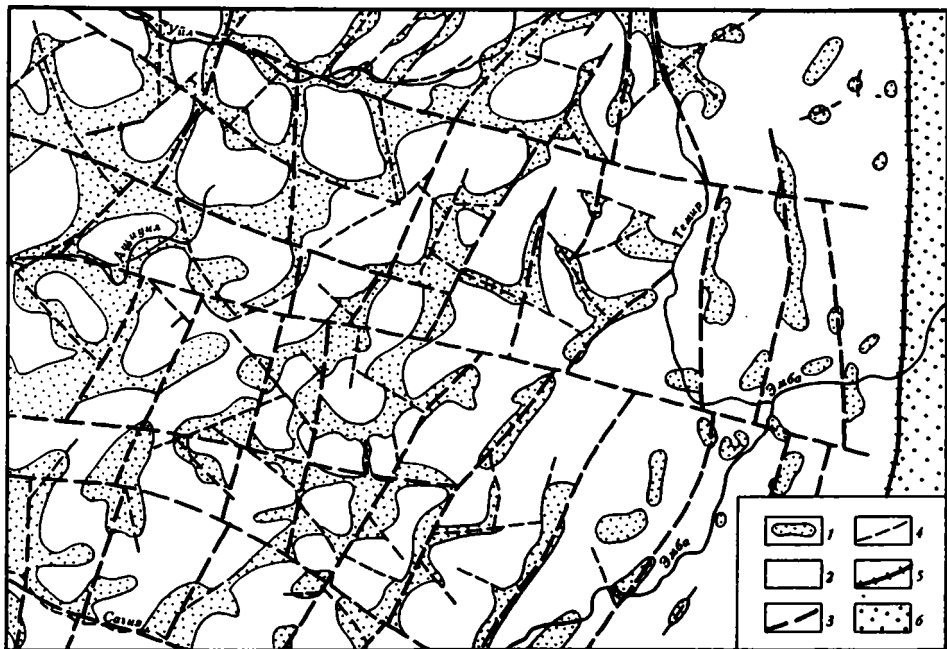
Анализ разрывной тектоники показал закономерное уменьшение амплитуды сбросов с запада на восток. Наиболее крупноамплитудные сбросы отмечены на контактах сводов соляных куполов с компенсационными мульдами и на ограничениях грабенов. Кроме того, выявились наиболее протяженные сбросы (вне зависимости от их амплитуды) и зоны трещиноватости. В западной части территории ориентировка самых протяженных разрывных нарушений различная. Наиболее распространены сбросы северо-восточного простирания, много сбросов восток – юго-восточной, реже субмеридиональной ориентировки. В промежуточной зоне резко преобладают сбросы северо-восточного простирания и очень редко – восток-юго-восточного. В восточной прибортовой зоне южнее широты слияния Эмбы и Темира отмечены сбросы север-северо-восточного простирания, а севернее – субмеридионального. Эти же закономерности улавливаются и в расположении цепочек соляных куполов.

Интересные данные были получены авторами при анализе гравиметрических материалов по территории междуречья Эмбы, Уила и Темира. На картах Δg и особенно на картах высших вертикальных производных аномалий силы тяжести отчетливо видно, что оси минимумов силы тяжести имеют ориентировку, также изменяющуюся от западной части территории по направлению к восточному борту Прикаспийской впадины. Если на западе гравитационные аномалии имеют мозаичное строение, и их максимумы в большей части обрамлены со всех сторон зонами минимумов (ср. с обрамленными межкупольными депрессиями), то на востоке вытянутые полосы максимумов и минимумов последовательно сменяют один другой, простираясь в промежуточной зоне на север-восток, а в прибортовой зоне (на юге) на север-северо-восток, а на севере – субмеридионально.

Выявленные закономерности пространственного соотношения локальных соляных структур, разрывных нарушений и гравитационных аномалий несомненно связаны с глубинным строением региона и историей его геологического развития.

Поверхность кристаллического фундамента территории междуречья Эмбы, Уила и Темира изучена региональными сейсмическими исследованиями КМПВ и ГСП. Материалами этих работ установлено, что он имеет блоковое строение. В настоящее время существует несколько структурных схем докембрийского фундамента (Фоменко, 1972).

На схеме разломов и глубины залегания докембрийского кристаллического фундамента восточной окраины Прикаспийской впадины, составленной И.Б. Дальяном (Дальян, Посадская, 1972), выделено наибольшее количество разломов. Составители этой схемы учитывали не только разломы, зафиксированные сейсмопрофилями, но также уступы и прогнутости поверхности фундамента, зоны



Тектоническая схема междуречья Эмбы, Уила и Темира

1 - соляные купола; 2 - межкупольные депрессии; 3 - наиболее протяженные сбросы и зоны трещиноватости, соответствующие проекциям разломов фундамента; 4 - прочие сбросы; 5 - краевой шов Европейской платформы; 6 - Южно-Уральский периклинальный прогиб

резкого изменения мощностей ниже-среднепалеозойских пород, наличие флексур в подсолевых отложениях. Выявление разломов фундамента - задача очень сложная, особенно при разнородности сейсмического материала. Поэтому мы пытались сопоставить эту схему с составленной нами тектонической схемой локальных структур междуречья Эмбы, Уила и Темира (см. рисунок).

Направление многих разломов фундамента близко к направлению осей цепочек соляных куполов. Особенно четко это прослеживается в восточной части территории. В то же время в западной ее части расхождения весьма значительны. Проанализировав региональные сейсмические профили, пройденные в этой части Прикаспийской впадины, мы установили, что большинству соляных куполов, расположенных в пределах выделенных структурных цепочек, соответствуют на глубине разломы фундамента. Амплитуда их различная, но связь куполов с глубинными разломами устанавливается довольно четко. Поэтому можно провести некоторое уточнение и дополнение к схеме разломов фундамента, составленной И.Б.Дальяном.

В основу построенной схемы проекции разломов кристаллического фундамента (см. рисунок) положены материалы сейсмопрофилей КМПВ и ГСП, проинтерполированные с учетом пространственного размещения соляных куполов, наиболее протяженных сбросов и трансформированных гравитационных аномалий. Большинство выявленных разломов северо-восточного простирания. На востоке ряд разломов имеет субмеридиональную ориентировку, отмечены также протяженные разломы восток-юго-восточного направления. Последние разломы самые молодые, так как они смещают, иногда очень значительно, северо-восточные и субмеридиональные разломы. Таким образом, разломы восток-юго-восточного простирания отражают, вероятно, влияния альпийских орогенических движений на фундамент Прикаспийской впадины, в то время как остальные

разными связаны с герцинским орогенезом в пределах смежных Уральских и Мугоджарских складчатых сооружений.

Докембрийский фундамент в пределах междуречья Эмбы, Уила и Темира, разбитый на множество блоков, погружается на запад-северо-запад на глубину от 7 до 17 км. В том же направлении погружается и подсолевое ложе от отметок -2 до -7 км по горизонту П (Фоменко, 1972).

На фоне этого общего погружения материалами сейсморазведки было зафиксировано несколько поднятий подсолевого ложа: Шубаркудукское, Караулкельдинское, Имбекское, Остансукское, Арансайское, Аккумское, Талдыжольское, Алибекмолинское, Шенгельшійское, Мортукское, Кенкиякское, Сарысмолинское, Жанажольское и др.

Большинство таких поднятий сосредоточено в прибортовой и частично в промежуточной зонах. Лишь первые два поднятия расположены в западной части территории. Если в прибортовой зоне почти под каждым куполом расположено подсолевое поднятие, то Караулкельдинское и Шубаркудукское поднятия занимают гораздо большую площадь. Им соответствуют группы наиболее сложно построенных соляных куполов, осложненных глубокими компенсационными мульдами. Интересно расположение компенсационных мульд. Караулкельдинское поднятие как бы обрамлено самыми крупными и глубокими компенсационными мульдами: Аккольской, Жиландинской, Кинжалинской и Жарлинской. Здесь же отмечается пересечение наиболее протяженных сбросов в надсолевых отложениях. Вероятно это может стать критерием для поиска аналогичных поднятий на других участках Прикаспийской впадины.

Таким образом, анализ пространственного соотношения локальных структур, созданных соляной тектоникой, показывает их тесную связь со структурами фундамента и подсолевого ложа. Простирание цепочек соляных куполов и наиболее протяженных сбросов в комплексе с гравиметрическими материалами может быть использовано для корректировки трассирования глубинных разломов фундамента, выявленных материалами сейсморазведки. Обнаружение глубоко погруженных поднятий подсолевого ложа – будущих объектов на поиски промышленных залежей нефти – возможно при наличии комплекса сведений о таких структурах, включающего материалы тектонического анализа соленосного и надсолевого структурных этажей в совокупности с данными геофизических исследований.

Литература

- Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. М., "Наука", 1972.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печерской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Фоменко Я.Е. Строение подсолевого ложа Прикаспийской впадины. – Геол.нефти и газа, 1972, № 4.

Л. Ф. Волчегурский

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ЗОНЫ ХОБДИНСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МАКСИМУМА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Расположенный в междуречье Урала, Большой Хобды и Уила Хобдинский региональный максимум силы тяжести постоянно привлекал внимание исследователей. Этот максимум был выделен Э.Э.Фотиади (1940), неоднократно изучался Ю.А.Косыгиным (1941, 1950), А.Л.Яшиным (1947), Н.В.Неволиным (1965) и многими др. Особенно много внимания вопросу изучения геологического строения территории Хобдинского максимума силы тяжести уделял В.С. Журавлев (1957, 1960, 1970, 1972). Помимо выяснения природы этого явления, обусловленного причинами глубинного характера, В.С. Журавлевым тщательно исследовались соляные структуры района. В строении последних предполагалось найти отличительные черты, обусловленные своеобразием регионального гравитационного поля.

Наличие единичных сейсмических профилей, проложенных в 1948–1952 гг., позволили В.С.Журавлеву (1957) предположить, что Хобдинский максимум силы тяжести в определенной степени связан с наличием большого количества терригенных прослоев (имеющих значительно большую плотность, чем соль) в галогенной толще кунгурского яруса. Эта гипотеза обосновывалась сейсмическими профилями I–I и II–II, пересекавшими купол Жекендысай.

Следствием из этого предположения явилось представление о литологической неоднородности кунгурского яруса в пределах Хобдинской зоны и относительно ослаблении здесь соляного тектогенеза. Становлению этих взглядов способствовало также и то обстоятельство, что при слабом эрозионном срезе на современной поверхности были закартированы небольшие по размерам и просто построенные соляные купола. Отсутствие площадной сейсморазведки и бурения не позволяло увязать разрозненные мелкие структуры. В последующих работах при рассмотрении тектонического строения восточной части Прикаспийской впадины Хобдинская зона, соответствующая полосе максимума силы тяжести, выделялась В.С.Журавлевым в качестве самостоятельного структурного элемента. Для этой зоны помимо указанных выше особенностей куполов отмечалось относительно более приподнятое залегание поверхности складчатого фундамента (7,5 км в районе пос. Каратобе; Фотиади, 1956) и подсолевого ложа (6–7 км).

В монографии 1960 г. В.С.Журавлев отмечал "не типичные" для Хобдинской зоны соляные купола Чингиз, Жекендысай, Джундусай, Майлисай, размеры и строение которых сближают их со структурами центральных районов Прикаспийской впадины.

Проведенные в первой половине 60-х годов геологические и сейсмические исследования и бурение в западной части Хобдинского гравитационного максимума показали, что на этой территории развиты обширные сложно построенные соляные купола, в пределах которых прослеживаются грабены, компенсационные мульды и мульды оседания. Межкупольные депрессии чаще всего обрамленные.

Сопоставление этой части Хобдинского гравитационного максимума с правобережьем р. Урал показало, что локальные структуры этих площадей не имеют принципиальных различий. Несмотря на отсутствие здесь куполов-гигантов типа Шалкара и Крутлого, могут быть намечены структурные взаимосвязи, позво-

ляющие выделять семейства соляных куполов, подобных тем, которые были установлены для правобережья р. Урала (Волчегурский, Журавлев, 1965). Эти данные были подтверждены в последующих работах В.С.Журавлева (1970, 1972) при структурном районировании Прикаспийской впадины. Хобдинская структурная зона в этих работах уже не выделяется. Большая по площади ее западная часть относится к Центральной зоне, а восточная часть – к Киильской зоне. Последняя охватывает восточный участок Хобдинского регионального гравитационного максимума. Ее особенностью является наличие просто построенных, слабо нарушенных куполов (Байтас, Ботакос, Калиновка, Бегалы, Тассай и др.), разделенных обширными полого прогнутыми межкупольными депрессиями. Исключение составляют купола Чингиз, Жекендысай, Майлисай, Джундусай.

В последнее время на территории восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума были проведены детальные исследования, включающие крупномасштабное геологическое картирование, сейсморазведку, структурное и картировочное бурение. Полученные в результате этих работ данные позволяют внести ряд существенных дополнений в ранее существовавшие представления о геологическом строении рассматриваемой территории.

Установлено, что максимум силы тяжести территориально не совпадает с определенной структурной зоной Прикаспийской впадины. По строению, морфологии соляных куполов и их взаимосвязям эта территория может быть разделена на две части. Западная часть, примерно до меридиана пос. Каратобе, тяготеет к Центральной структурной зоне Прикаспийской впадины. Развитые здесь соляные купола имеют очень сложное строение и разбиты многочисленными сбросами. Характерная их особенность – наличие компенсационных мульд и мульд оседания. Центральные грабены встречаются сравнительно редко, вследствие чего своды соляных куполов относительно плоские. Соляные массивы ряда куполов – Карабелес, Толпак, Сарылюба, Каракунак, Сатимола – выведены на доплиоценовую поверхность. В остальных случаях соляные массивы перекрыты маломощным (до 200 м) чехлом триасовых и юрских отложений. Наконец, еще одна особенность соляных куполов западной части Хобдинского максимума силы тяжести заключается в их пространственных взаимосвязях. Если проанализировать соотношения структур по доплиоценовому срезу, то выявляется определенная закономерность: крупные купола окружены более мелкими соляными поднятиями. Обнаруживается такое же concentрическое расположение структур, которое наблюдается при образовании семейства соляных куполов. В качестве примера можно привести семейство соляного купола Тюбекудук – структуры наиболее энергично развивающейся, о чем свидетельствует наличие вдавленной и двух сопряженных компенсационных мульд. Это поднятие расположено над приподнятым участком подсолевого ложа (данные сейсмического профиля) и может рассматриваться как первичное. Купол Тюбекудук окружен относительно небольшими соляными структурами – Кособа Западная и Кособа Восточная, Бекет, Сауле, Мукан, Кожакуль, Амангат, которые можно рассматривать как вторичные. Большинство из них (пять из семи) слабо развиты, в их своде на доплиоценовой поверхности обнажены породы нижнего и верхнего мела.

Таким образом, соляные купола западной части территории Хобдинского регионального максимума силы тяжести сходны со структурами, развитыми на правобережье р. Урала и в Индерском районе. Поэтому справедливо предложение В.С.Журавлева (1972) о включении данной территории в состав Центральной структурной зоны Прикаспийской впадины.

Этот вывод подтверждается и особенностями регионального тектонического плана. К западу от предлагаемой восточной границы Центральной структурной зоны (меридиан пос. Каратобе) поверхность подсолевого ложа погружается до глубины 10 км, резко возрастает объем покровного структурного этажа (в районе купола Кульсай мощность плиоцен–четвертичных отложений достигает 400 м); по сейсмическому профилю эта граница в районе куполов Куль-

сай и Тюртчагне совпадает с разломом в подсолевых отложениях. К востоку от указанной границы существенно изменяются как региональный структурный план, так и строение локальных поднятий.

Глубина залегания поверхности подсолевых отложений в восточной части Хобдинского регионального максимума силы тяжести уменьшается и достигает 8–9 км. Но по сравнению с прилегающими северными и южными участками Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям здесь намечается прогиб, а не поднятие, как предполагалось ранее. Значительно более резкие отличия отмечаются в структуре поверхности кристаллического фундамента. Если в пределах Центральной структурной зоны поверхность кристаллического фундамента опущена до глубины 25 км, то в восточной части Хобдинского гравитационного максимума она не превышает 19–20 км. Различно положение соляных массивов и в надсолевом комплексе отложений. К востоку от меридиана пос. Каратобе лишь в одном случае (купол Алгабас) соляной массив выходит на доплиоценовую поверхность. На всех остальных куполах соленосные отложения перекрываются надсолевыми породами значительной мощности (рис.1). В отличие от Центральной структурной зоны объем мезозойских отложений над соляными массивами превышает объем плиоцен-четвертичных образований (см. таблицу).

Зависимость мощности надсолевых комплексов пород от глубины залегания соли

Купол	Глубина залегания поверхности кунгурских отложений, м	Мощность отложений, м	
		плиоцен-четвертичных	мезозойских
Чингиз	365–405	33–40	325–372
Телсу	500	50	450
Кубасай	1018–1423	48–62	970–1361
Жекендысай	306	155	151
Жарчагыл	455	200	255

Указанные для куполов Жекендысай и Жарчагыл мощности плиоцен-четвертичных отложений для рассматриваемой территории предельные. Чаше всего они не превышают 50–60 м, резко уменьшаясь в восточном направлении.

Таким образом, анализ тектонических особенностей территории Хобдинского регионального максимума силы тяжести позволяет в его восточной части выделить структурную зону, названную Уильской. Рассмотрим специфические черты строения локальных структур этой зоны. К настоящему времени вся эта территория сплошь отработана сейсморазведкой и в значительной мере крупномасштабной геологической съемкой, пробурено более 600 структурных и картировочных скважин. Это позволило выявить элементы строения отдельных куполов, а также установить их пространственные соотношения.

Соляные купола между речья Уила, Кила и Калдыгайты имеют четкую меридиональную ориентировку. С запада на восток можно наметить пять структурных линий, образованных непрерывными цепочками куполов: 1) Жарчагыл–Алгабас, 2) Миялы–Кенель–Саурбай–Кзылкуга–Телсу–Жигерлен–Косагаш, 3) Жекендысай–Чингиз–Сартсай, 4) Жарсай–Ботакоз–Колпаксай, 5) Джундусай–Исарасай–Байтас. Между указанными структурными линиями прослеживаются соединяющие их гряды субширотного простирания. Особенно четко они проявляются в долине р. Жарлы между куполами Телсу и Чингиз, Чингиз и Ботакоз, Жарсай и Исарасай.

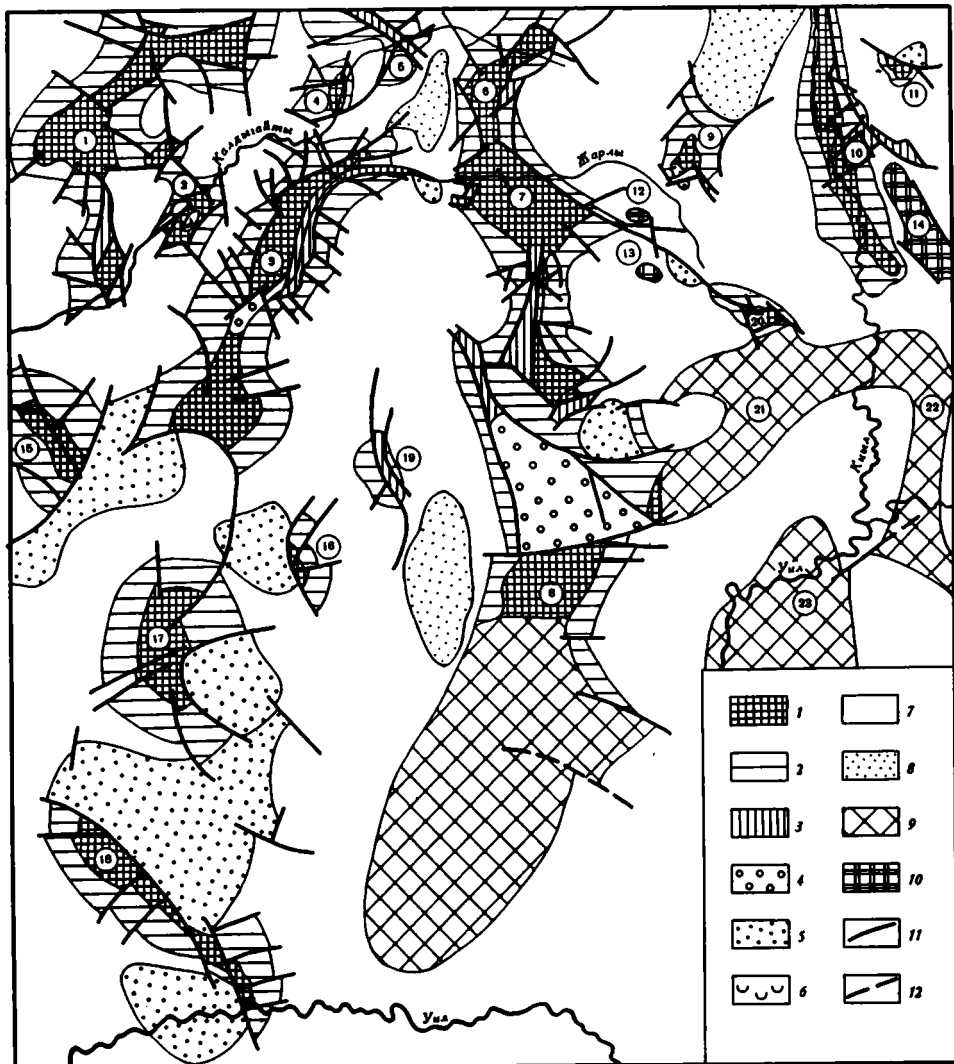


Рис. 1. Тектоническая схема Уильевского района

1 – своды соляных куполов; 2 – крылья куполов; 3 – грабены куполов; 4 – вдавленные компенсационные мульды; 5 – прислоненные компенсационные мульды; 6 – мульды оседания; 7 – межкупольные депрессии; 8 – наиболее прогнутые участки межкупольных депрессий; 9 – соляные купола по данным сейсморазведки; 10 – рудиментарные соляные купола; 11 – разрывные нарушения; 12 – то же, по данным сейсморазведки.

Соляные купола (цифры в кружках): 1 – Жарчагыл, 2 – Алгабас, 3 – Телсу, 4 – Жигерлен, 5 – Косагаш, 6 – Сартсай, 7 – Чингиз, 8 – Жекендысай, 9 – Колпаксай, 10 – Байтас, 11 – Тюбекудук, 12 – Карабулак, 13 – Сарыбулак, 14 – Батпакты, 15 – Кульсай, 16 – Кзылкуга, 17 – Саурбай, 18 – Миялы-Кенель, 19 – Кубасай, 20 – Ботакоз, 21 – Жарсай, 22 – Искарасай, 23 – Джундусай

В долине р. Жарлы гряды выражены в надсолевом комплексе системой грабенов и тектонических нарушений. Несколько обособленно от указанной системы пространственных соотношений находятся купола Кубасай и Тюбекудук на Кииле. Первый из них, имея согласное с остальными структурами меридиональное простирание, представляет собой глубоко погруженный купол, расположенный между интенсивно развитыми крупными поднятиями Жекендысай, Телсу и Кызыкуга. Его формирование связано, по-видимому, с ростом остаточного соляного массива после оттока основных масс соли к соседним соляным массивам. Вследствие этого поверхность соли на куполе Кубасай в его наиболее приподнятой части залегает на глубине более 1000 м, а на доплиоценовом срезе свод и крылья образованы верхнемеловыми породами.

Купол Тюбекудук на Кииле – это типичный округлый диапир, в своде которого под отложениями кампана на глубине 68 м вскрыты породы кунгурского яруса.

Соляные купола, образующие основные тектонические линии, имеют очень сложное строение. Они разбиты многочисленными продольными и радиальными сбросами, образующими грабены и блоки. Встречаются грабены двух типов: надсводовые протяженностью до 20–25 км и входящие – небольших размеров (3–5 км), располагающиеся в присводовой части купола. Довольно широко развиты компенсационные мульды, которые также относятся к двум типам. Вдавленные компенсационные мульды имеются на куполах Телсу и Жекендысай. Прислоненные компенсационные мульды развиты в пределах многих структур, особенно на западе территории. Подавляющее большинство грабенов и все компенсационные мульды выполнены по доплиоценовому срезу палеогеновыми отложениями различной мощности.

В большинстве случаев верхняя часть этих структурных элементов сложена палеоценовыми, ниже- и среднеэоценовыми породами мощностью не более 200 м. Лишь во вдавленной мульде купола Жекендысай палеоген представлен всеми стратиграфическими подразделениями от нижнего палеоцена до верхнего олигоцена и нижнего миоцена, мощность толщи здесь достигает 900 м. Указанные факты свидетельствуют об интенсивном и длительном развитии куполов рассматриваемой структурной зоны. При этом напряженность соляного тектогенеза уменьшается в восточном направлении (Журавлев, 1970, 1972). Так, на западе территории в своде куполов Кульсай, Саурбай, Миялы-Кенель, южной части купола Телсу на доплиоценовую поверхность выведены отложения триаса. Восточнее триасовые породы в своде структур перекрыты юрскими, реже готеривскими образованиями значительной мощности (до 300 м). На крайнем востоке Уильской структурной зоны, восточнее р. Киил, юрские отложения выходят на поверхность только на куполе Майлисай. На всех остальных куполах – Черкесском, Кульчиксай, Бегалы, Колдыгул, Кук-Кыз, Тасымай, Калининка, Кылжар, Беркембай, Кызылсай – к наиболее древним относятся отложения апта и альба.

Размеры этих куполов заметно уменьшаются, а строение их проще, чем строение куполов на западе территории. Однако субмеридиональная линейность в их расположении и структурные взаимосвязи, судя по данным сейсморазведки, сохраняются. Намечаются достаточно четкие соотношения между куполами Майлисай и Кульчиксай, Бегалы и Черкесский.

Таким образом, несмотря на относительное ослабление соляной тектоники, напряженность ее остается достаточно высокой в пределах всей рассматриваемой зоны. Общетектонические условия на данной территории одинаковые, следовательно относительный спад соляного тектогенеза связан с некоторым изменением литологического состава отложений кунгурского яруса по площади. Об этом свидетельствуют косвенные признаки: появление на сейсмических профилях восточной части территории отражающих площадок в соляной толще, увеличение мощности кепрока с запада на восток. На куполах западной части района мощность кепрока не превышает 30–50 м, нередко уменьшаясь до 10 м, а на отдельных участках купола Чингиз он отсутствует. На куполе Тюбекудук на

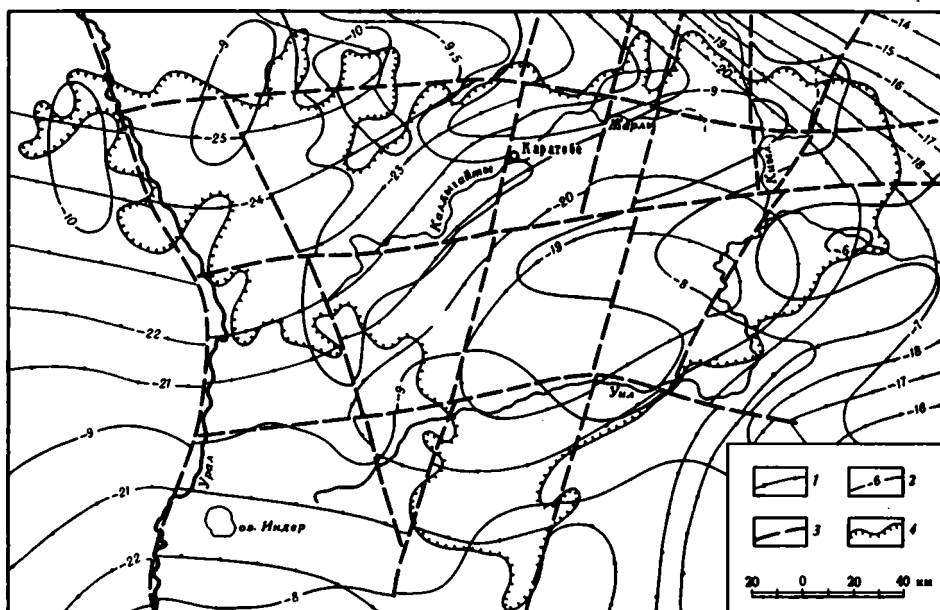


Рис. 2. Схема тектоники зоны Хобдинского максимума силы тяжести

1 – изогипсы по поверхности докембрийского кристаллического фундамента, км; 2 – изогипсы по поверхности подсолевых отложений, км; 3 – глубинные разломы; 4 – граница Хобдинского регионального максимума силы тяжести

Кииле пройденная мощность келпрока составляет 129 м, скважина в соленосные отложения не вошла.

Описанные особенности соляных куполов и их пространственные соотношения следует, по-видимому, связывать с определенными чертами строения подсолевого ложа и более глубоких горизонтов. Интенсивность соляной тектоники при равных воздействиях общетектонических движений в значительной мере зависит от мощности и состава галогенной формации. В пределах рассматриваемой территории поверхность подсолевых отложений достигает 9 км, очевидно первичная мощность соли в этом районе была значительной. В более западных районах (купола Санкебай – Круглый) при глубине залегания подсолевых отложений 10 км, первичная мощность соли составляла 4,3 км (Волчегурский, Журавлев, 1965). По данным Г.Е. Айзенштадта и Э.И. Герштейн (1963), вблизи купола Матенкожа (глубина залегания подсолевого ложа 9–9,5 км) мощность первичного соляного пласта достигала 3,8 км. Если перенести эти соотношения на описываемую территорию, то можно предположить, что соляная толща достигла объема не менее 3 км. Увеличение терригенных прослоев отмечается лишь на востоке. Следовательно, в пределах Уильской структурной зоны существовали условия, способствовавшие интенсивному проявлению соляной тектоники.

Меридиональное или близкое к нему простирание основных структур района определяется наличием ряда разломов в подсолевых отложениях и в поверхности кристаллического фундамента, о чем свидетельствует анализ региональных сейсмических профилей. Большинство разломов имеют субмеридиональное простирание (рис. 2).

Разлом в районе купола Кульсай прослеживается по меридиану пос. Каратобе и отделяет восточную часть Центральной структурной зоны от Уильской. По-видимому, это нарушение конседиментационно развивалось в течение мезозоя и кайнозоя. По линии этого разлома отмечаются смена соотношений мезозойских отложений в пределах куполов и резкая контрастность в объемах

неоген-четвертичного (покровного) структурного яруса. Западнее разлом намечается в устье р. Калдыгайты, он протягивается через купола Тюбекудук – Кособа – Сарылыоба. Далее к западу прослеживается нарушение вдоль долины р. Урала и по юго-западному краю Хобдинского регионального максимума силы тяжести, совпадающее с резким градиентом гравитационного поля.

Здесь выделяются две зоны субширотных нарушений. Первая фиксируется в устье р. Калдыгайты, вторая – в низовьях р. Уила. На востоке территории, в пределах Уильской структурной зоны, намечается четыре тектонических нарушения субмеридионального простираения, совпадающих с простираениями систем соляных куполов. К первому тектоническому нарушению приурочена система куполов Миялы–Кенель – Косагаш, ко второму – Жекендысай – Сартсай, к третьему – Джундусай – Байтас. Четвертый разлом намечается по правобережью меридионального отрезка долины р. Батпакты, и, по-видимому, определяет направление структур Майлисай – Бегалы.

Таким образом, установленные пространственные соотношения соляных структур Уильской зоны и их ориентировка определяются направлениями разломов в подсолевых палеозойских отложениях.

1. Комплексный анализ геолого-геофизических материалов показывает существенные различия в строении территории Хобдинского регионального гравитационного максимума. Его западная часть относится к Центральной структурной зоне Прикаспийской впадины, а восточная выделяется в самостоятельную Уильскую зону. Граница между ними тектоническая.

2. В пределах последней на основе изучения соленосного и надсолевого комплексов пород впервые установлены протяженные системы соляных структур субмеридионального простираения. Ориентировка их определяется разломами в поверхности фундамента и в подсолевых палеозойских отложениях.

3. Интенсивность соляной тектоники в пределах Уильской структурной зоны высокая, однако в восточной части наблюдается относительное ее ослабление, что связано с появлением большего количества терригенных прослоев.

Литература

- Айзенштадт Г.Е., Герштейн Э.И. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. – Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 5.
- Волчегурский Л.Ф., Журавлев В.С. Структурные соотношения между куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляных куполов Санкебай – Круглый). – Геотектоника, 1965, № 2.
- Журавлев В.С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 3, 1957.
- Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН АН СССР, вып. 42).
- Журавлев В.С. Прикаспийская впадина. – В кн.: Геология СССР, т. 21. Западный Казахстан, ч. I. Геологическое описание, кн. 2. М., "Недра", 1970.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печерской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Косыгин Ю.А. Крупные поднятия в солянокупольных областях Эмбы и Украины как возможные новые нефтеносные бассейны. – Нефтяная промышленность СССР, 1941, № 1.
- Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М.–Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Неволин Н.В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., "Недра", 1965.
- Ромашов А.А. О возможной природе Хобдинского регионального максимума силы тяжести. – Изв. высш. учебн. завед., Геол. и развед., 1972, № 6.
- Фотиади Э.Э. Некоторые новые данные о строении Волго-Эмбейской нефтегазоносной области. – Восточная нефть, 1940, № 9.
- Фотиади Э.Э. О крупных элементах тектоники юго-востока европейской части СССР. – Труды ВНИГРИ, вып. 96, 1956.
- Янишин А.Л. Основные особенности тектоники южного окончания Урала. – В кн.: Рефераты науч.-исслед. работ за 1945 г., отд. геол.-географ. наук. М., Изд-во АН СССР, 1947.

А. А. Фрейдлин

ВОЗМОЖНОСТЬ РАСЧЕТА КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗВИТИЯ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР

Современная геология уже не может базироваться на анализе только качественных характеристик структур и явлений. В настоящее время имеются возможности для выявления количественных закономерностей даже наиболее сложных процессов развития соляных структур и взаимосвязей между ними. В данной статье предлагается способ определения параметров развития соляных куполов в Прикаспийской впадине, начиная от кунгурского века до настоящего времени.

Попытки расчета скорости роста куполов (в частности, купола Индер) предпринимались еще в 30-е годы (Мокринский, 1938). На основании замеров углов отдельных горизонтов надсолевых отложений, непосредственно примыкающих к склону соляного массива, В.В. Мокринский установил амплитуду роста данного купола в периоды от юрского до неогенового. Этот весьма интересный способ в дальнейшем больше нигде не применялся. Причиной тому была чрезвычайная сложность замеров углов горизонтов, примыкающих к склонам соляных массивов. Определенную роль сыграли нехватка фактического материала и сомнения в истинности замеренных углов — они могли измениться за счет подвижек и расколов, которые часто происходят вблизи контакта соляного тела и вмещающих пород. Использование материалов сейсморазведки также весьма затруднительно, так как отражения в этой зоне, как правило, теряются.

Предлагаемый способ выявления количественных характеристик роста соляных массивов куполов основан на принципиально иных позициях. Он базируется на зависимостях между соленосными и вмещающими породами, их объемами, мощностями и площадями распространения на протяжении всей истории развития структур, начиная от кунгурского века.

Первичную мощность соленосной формации пытались установить для разных районов Прикаспийской впадины многие исследователи (Айзенштадт, Герштейн, 1963; Волчегурский, Журавлев, 1965; Мовшович, 1968; Журавлев, Свиточ, 1971; и др.). Принцип определения основывался на соотношениях объемов соляных тел (на куполах и в межкупольных пространствах) и площади конкретного участка, т.е.

$$h = \frac{V_c}{S},$$

где h — первичная мощность соленосной толщи; V_c — объем соляных масс; S — площадь участка.

К сожалению, при определении первичной мощности соленосных отложений неизбежны были многочисленные допуски, что обусловлено следующими причинами: 1) в связи с неодинаковой степенью геологической и сейсмической изученности различных территорий при расчетах часто использовались только гравиметрические материалы, что позволяло решать задачу лишь в грубом приближении; 2) наличие пластичной соли в межкупольных пространствах определялось в значительной мере субъективно вследствие разнородности сейсмического материала; 3) во многих случаях неизвестна была конфигурация склонов

соляных массивов; 4) неизвестна площадь первичного соляного пласта, с которой соль собиралась в поднятия; 5) неизвестна величина неучтенного количества соли, унесенной в растворах при подземном выщелачивании соляных массивов куполов или при поверхностной эрозии иногда обнажавшихся их вершин (Журавлев, Свиточ, 1971). Термин "первичная", или "первоначальная", мощность соли поэтому весьма условен и его следует понимать в смысле усредненной мощности сохранившихся до настоящего времени соленосных отложений.

Расчет усредненной мощности соли должен базироваться на региональной основе. Общий объем соли в Прикаспийской впадине $V_c = 9,2 \cdot 10^5 \text{ км}^3$ (Мовшович, 1968), площадь впадины $S = 4,7 \cdot 10^5 \text{ км}^2$. Глубина залегания подсолевого ложа 2–10 км. Суммарный объем соленосных и надсолевых отложений, по расчетам, составляет $V_{c+n} = 2,9 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, т.е. отношение современного объема соленосных пород к суммарному объему соленосных и надсолевых пород определяется отношением $\frac{V_c}{V_{c+n}}$ и равно 0,315.

Формирование первичного соляного пласта было пропорционально связано с движениями подсолевого ложа. Чем с большей скоростью погружались отдельные блоки фундамента и соответствующие им структуры подсолевого ложа, тем больше накапливалось на этих участках соленосных пород и наоборот. Исходя из этого с большой степенью достоверности можно коррелировать мощность первичного соляного пласта и современную глубину подсолевого ложа:

$$h = f d,$$

где d – глубина подсолевого ложа.

Для конкретизации этой формулы необходимо установить объем соли, унесенной в процессе подземного выщелачивания и поверхностной эрозии. Определить первую величину очень трудно. В настоящее время в подземных водах Прикаспийской впадины содержится примерно $7 \cdot 10^4 \text{ км}^3$ солей. Эта цифра получена из формулы: $\Delta V_1 = V_n \cdot p \cdot m \cdot k = 2 \cdot 10^6 \cdot 0,35 \cdot 0,2 \cdot 0,5 = 7 \cdot 10^4 \text{ км}^3$, где ΔV_1 – объем соли в подземных водах; V_n – объем надсолевых пород; p – средний коэффициент пористости пород; m – осредненный коэффициент минерализации вод; k – коэффициент приведения к объемным параметрам.

Однако $7 \cdot 10^4 \text{ км}^3$ солей – это далеко не полная цифра выноса солей из соляных массивов. В настоящее время ежегодно только из соляных массивов куполов Индер, Эльтон и Баскунчак поступает в смежные с ними озера 0,5 млн. м^3 солей. Общий вынос солей из соляных массивов куполов Прикаспийской впадины предполагается равным 1,5 млн. $\text{м}^3/\text{год}$ (Ковда, 1947).

Таким образом, если считать такой ежегодный вынос солей постоянным, то общий объем подземного выщелачивания и поверхностной эрозии составил бы:

$$\Delta V_2 = 1,5 \cdot 10^{-3} \cdot \text{км}^3/\text{год} \cdot 2,32 \cdot 10^8 \text{ лет} = 3,48 \cdot 10^5 \text{ км}^3.$$

Эта цифра скорее всего завышена, так как поверхностная эрозия происходила только в периоды вывода сводов соляных массивов на дневную поверхность. Продолжительность денудации примерно 100 млн. лет (поздняя пермь, триас, ранняя, частично средняя юра, олигоцен, миоцен, плиоцен и голоцен). В остальное время своды были погружены и имело место только подземное выщелачивание с интенсивностью примерно $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3/\text{год}$.

Таким образом, объем унесенной соли составил

$$\Delta V = \Delta V_a + \Delta V_b,$$

где ΔV_a – объем соли, растворенной в течение поздней перми, триаса, ранней, частично средней юры, олигоцена, миоцена, плиоцена и голоцена,

ΔV_b – объем соли, растворенной в течение средней и поздней юры, мела, палеоцена и эоцена.

$$\Delta V_a = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3/\text{год} \cdot 1 \cdot 10^8 \text{ лет} = 1,5 \cdot 10^5 \text{ км}^3;$$

$$\Delta V_b = 0,5 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3/\text{год} \cdot 1,32 \cdot 10^8 \text{ лет} = 0,66 \cdot 10^5 \text{ км}^3;$$

$\Delta V = 2,16 \cdot 10^5 \text{ км}^3$. Общий первоначальный объем соли, следовательно, составлял $V_{C+H} + \Delta V = 9,2 \cdot 10^5 + 2,16 \cdot 10^5 = 11,36 \cdot 10^5 \text{ км}^3$.

Изменение первоначального объема соли рассчитывается по приведенному графику (рис. 1), где по оси ординат откладывается в масштабе разница первоначального и современного объемов соленосных масс, а по оси абсцисс – абсолютное время. По такому графику можно определить объем соленосных отложений в каждый период геологической истории.

Рассмотрим изменение площади распространения соленосных отложений. В конце кунгурского века соленосные отложения занимали всю площадь Прикаспийской впадины. В настоящее время площадь соляных массивов, оконтуренная по их крутым склонам, составляет примерно треть территории впадины, причем площади соляных массивов увеличиваются от краевых участков впадины к ее центру (табл. 1).

В табл. 1 можно заметить прямую зависимость соотношения площадей соляных массивов и общей площади зон от глубины залегания подсолевого ложа (рис. 2). Зависимость между глубиной залегания подсолевого ложа и первоначальной мощностью соляного пласта можно выразить формулой:

$$h = d \cdot \frac{V}{V_{C+H}} \cdot r,$$

где h – первоначальная (первичная) мощность соли;

d – глубина подсолевого ложа;

V – первоначальный объем соленосных отложений;

V_{C+H} – современный объем соленосных и надсолевых отложений;

r – коэффициент изменения площади соляных массивов по сравнению со средней площадью соляных массивов Прикаспийской впадины.

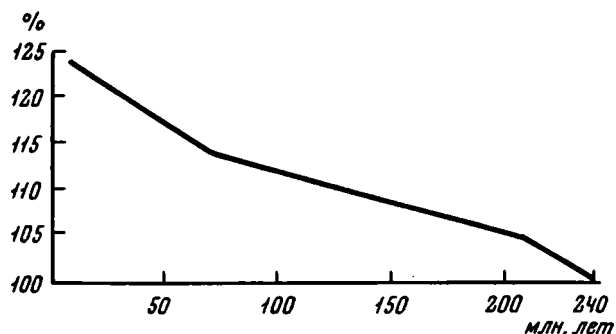


Рис. 1. График изменения первоначального объема соленосных отложений

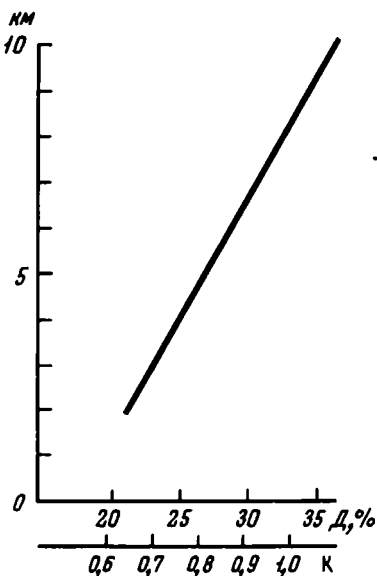


Рис. 2. График зависимости соотношений площадей соляных массивов и общей площади зон от глубины залегания подсолевого ложа (K, D – см. в тексте)

Таблица 1

Характеристика соляных массивов различных зон Прикаспийской впадины

Зоны (в скобках массив)	Доля площади соляных массивов (Д), %	Коэффициент изменения площадей соляных массивов, К	Глубина подсолевого ложа, км
Центральная (Шалкар, Индер, Круглый)	35	1,06	9-10
Хобдинская (Жекендысай, Телсу, Сарылыоба)	33	1,00	8-9
Эмбенская (Акшукур, Ждаля, Шубаржилан)	28	0,85	5-6
Юго-западная прибортовая (Кенкияк, Хата, Караоба)	23	0,7	2,5-3,5

Таким же образом можно определить усредненную современную мощность соленосных отложений:

$$h_c = d \cdot \frac{V_c}{V_{c+n}} \cdot r,$$

где V_c — современный объем соленосных отложений.

На основании карты подсолевого ложа (Фоменко, 1972) и приведенных выше формул автором составлены схематические карты мощностей первоначального соляного пласта и усредненных современных мощностей соленосных отложений (рис. 3).

После накопления соленосных отложений Прикаспийская впадина продолжала погружаться, особенно интенсивно в поздней перми и раннем триасе. Мощности всех комплексов надсолевых отложений складывались из двух величин: 1) мощности отложений, компенсировавших общее региональное погружение впадины; 2) мощности отложений, компенсировавших отток соли из отдельных участков первичного соляного пласта, первичного соляного поднятия или соляного массива купола.

Этим и объясняется, что суммарные максимальные мощности отложений от верхнепермских до современных включительно часто более чем в два раза превышают величину общего погружения впадины за это время (табл. 2).

Со времени формирования соленосных отложений площадь их распространения сократилась за счет горизонтального перемещения соляных масс до 23% в прибортовых зонах и до 35% в центре. Отток соли, а следовательно и рост соляных массивов был пропорционален накоплению верхнепермских и мезокайнозойских осадков. Постепенное сокращение площади соляного массива и зависимость его роста от накопления компенсирующих пород можно проиллюстрировать сейсмогеологическим профилем через купол Кенкияк (рис. 4).

Изменение площади соляных массивов, а следовательно и их высоты, можно проследить по графику, приведенному на рис. 5. На оси ординат графика откладывается процентное соотношение площадей распространения соленосных толщ — от 100% в начале поздней перми до 35%—23% в настоящее время, а по оси абсцисс — максимальные мощности верхнепермских и мезокайнозойских отложений.

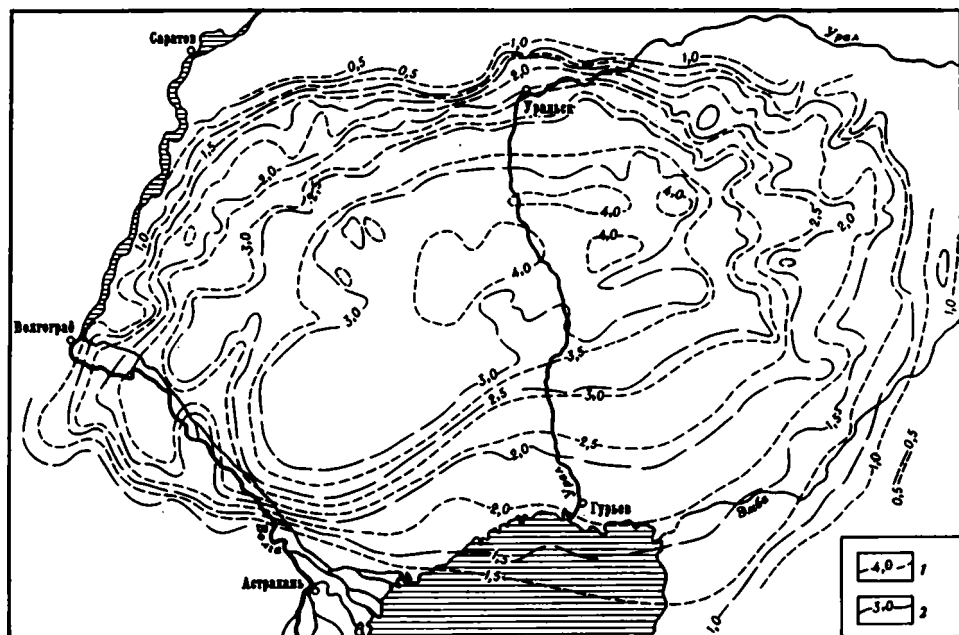


Рис. 3. Схематическая карта равных мощностей первоначального соляного пласта (1) и усредненных современных мощностей соленосных отложений (2)

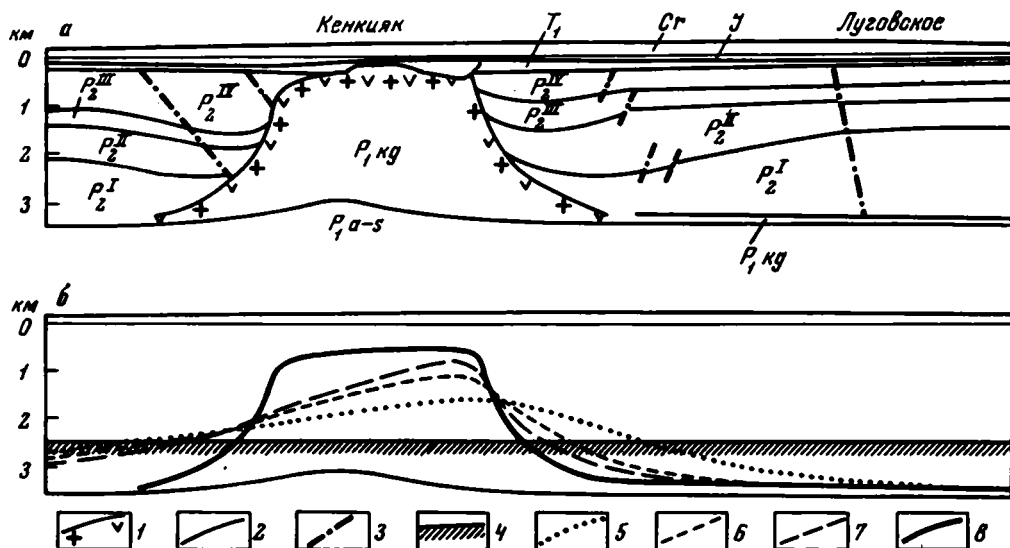


Рис. 4. Сейсмогеологический профиль через купол Кенкияк (а) и модель развития его соляного массива (б)

1 — кровля кунгурских соленосных отложений; 2 — границы различных комплексов надсолевых отложений; 3 — сбросы; 4 — контур первоначального соляного пласта; 5–7 — контур соляного поднятия: 5 — в казанское время, 6 — в раннетатарское время, 7 — в среднетатарское время; 8 — контур современного соляного поднятия, сформировавшегося преимущественно в конце перми

Рис. 5. Графики зависимости изменения площади соляного массива от максимальной мощности надсолевых пород

Купола: 1 - Кенкияк, 2 - Каратабе, 3 - Акшукур, 4 - Новобогатинск, 5 - Телсу, 6 - Жекендысай, 7 - Бектеньоба

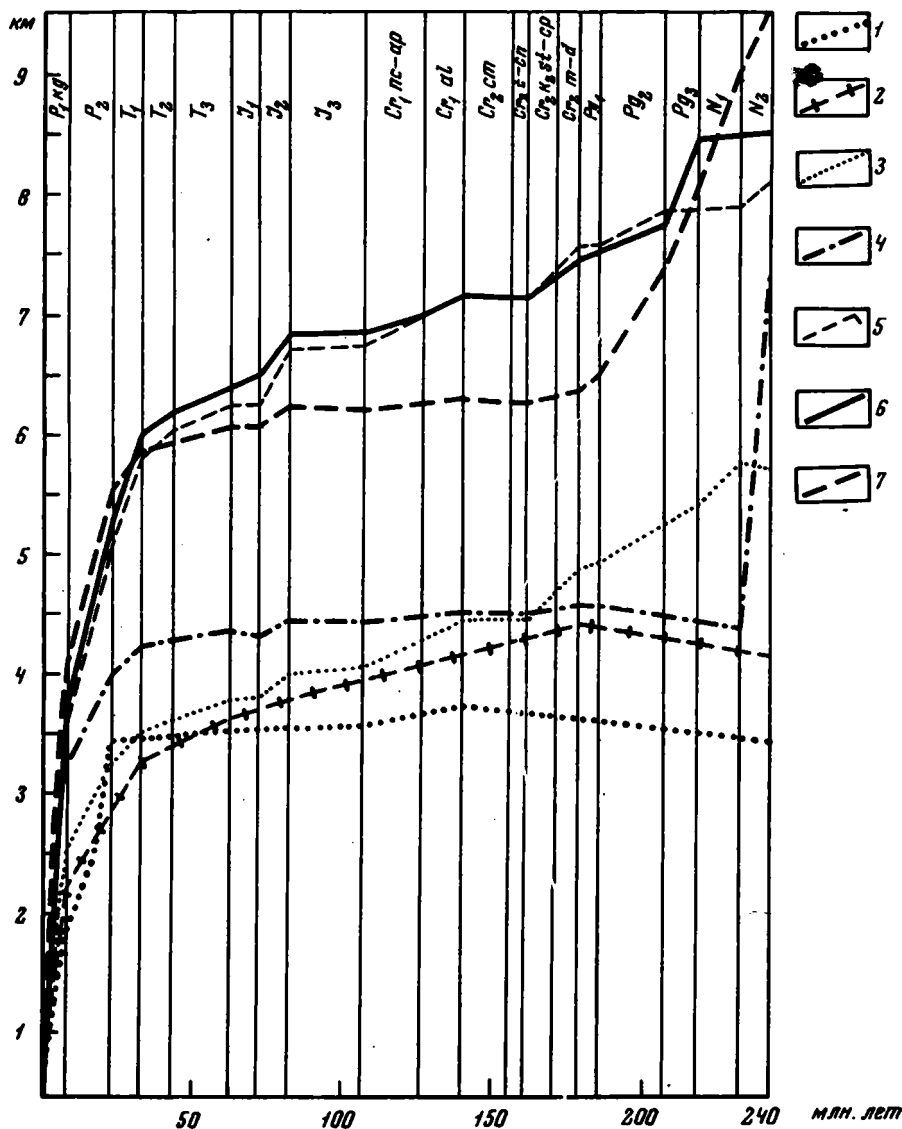
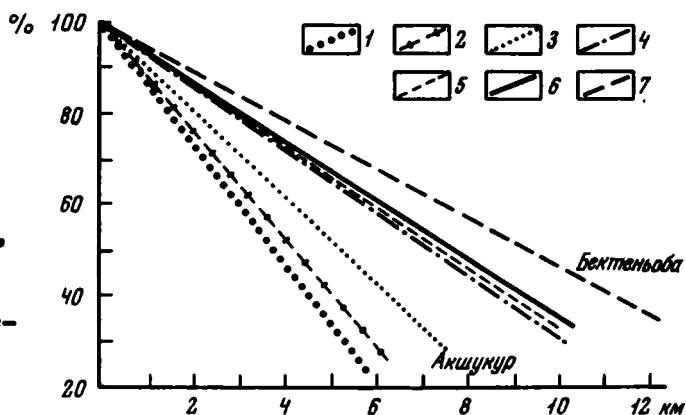
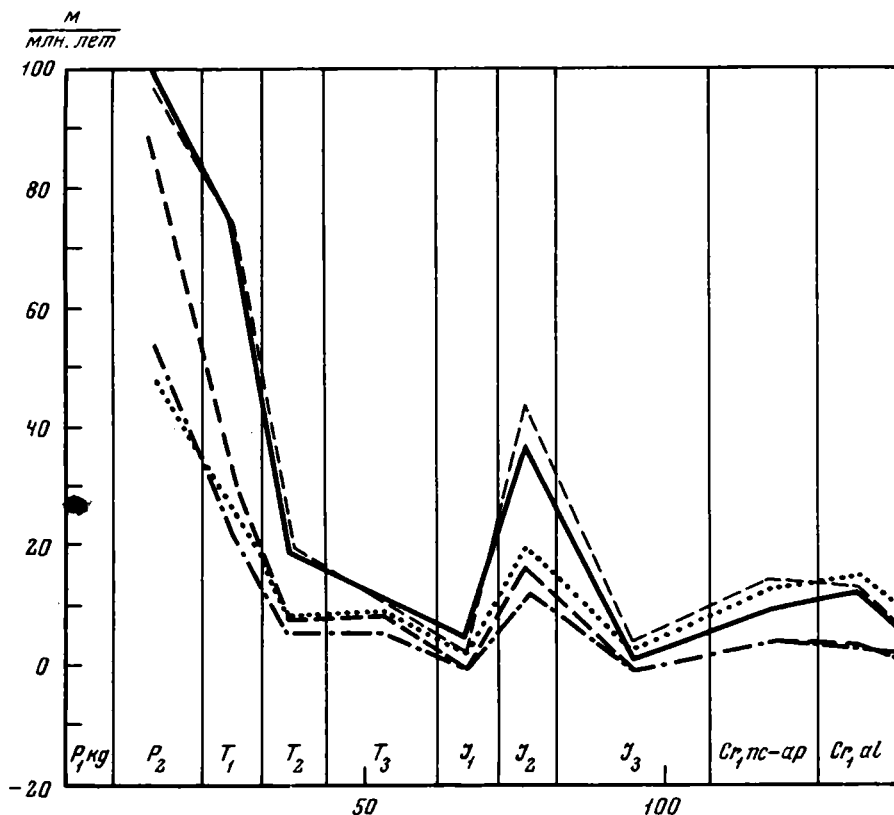


Рис. 6. Графики скорости роста соляных массивов куполов Кенкияк (1), Каратабе (2), Акшукур (3), Новобогатинск (4), Телсу (5), Жекендысай (6), Бектеньоба (7)



Последовательно рассчитывая по графику коэффициент изменения высоты соляных массивов конкретных структур по формуле

$$H = h \cdot \frac{\Delta V}{\Delta H},$$

где H – высота соляного массива в определенную эпоху;

h – первоначальная мощность соленосной толщи;

ΔV – коэффициент сокращения объема соленосных отложений за счет выщелачивания и поверхностной эрозии (см. рис. 1);

ΔH – коэффициент изменения высоты соляных массивов (см. рис. 5), вычисляем высоту соляного массива в любой промежуток геологического времени. По этим данным строятся графики скорости роста соляных массивов куполов (рис. 6).

Пример такого расчета для купола Телсу приведен в табл. 3.

Определив скорость роста соляных массивов на определенных отрезках геологического времени и продифференцировав их по времени, можно рассчитать их производные. Физически они могут быть охарактеризованы как ускорение роста соляных массивов в тот или иной отрезок времени W . На этих кривых (рис. 7) особенно отчетливо фиксируются этапы интенсивного ускорения и замедления роста массивов, синхронные для всех куполов вплоть до палеогена и асинхронные в палеогене и неогене.

Возможно предлагаемый способ недостаточно точен, но решение количественных задач в геологии в настоящее время совершенно необходимо. Только на этой основе будет выяснена взаимосвязи генетических и морфологических особенностей структур и составить их обоснованную классификацию.

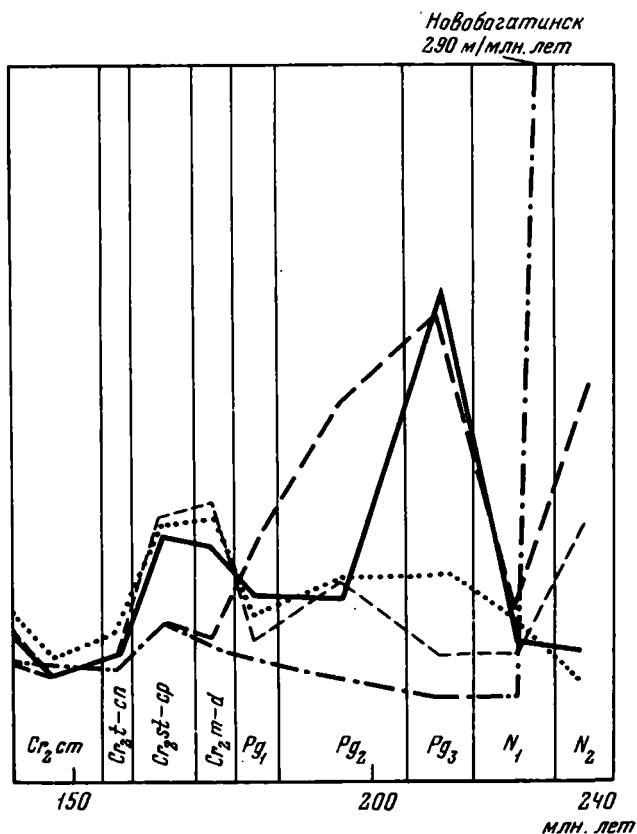


Таблица 2

Зависимость мощности солевого и надсолевого комплексов от глубины залегания подсолевого ложа

Структура	Глубина подсолевого ложа, м	Мощности соли, м		Амплитуда погружения впадины за $P_2 - Q$, м	Суммарная максимальная мощность отложений за $P_2 - Q$, м
		усредненная	первоначальная		
Телсу	8100	2550	3150	4950	10000
Жекендысай	8500	2680	3310	5190	10300
Акшукур	5300	1670	2060	3240	7600
Кенкияк	3500	1100	1360	2140	5800
Каратобе	4500	1420	1750	2750	6300
Новобогатинск	7000	2200	2700	4300	10100
Бектеньоба	9300	2930	3600	5700	12100

Таблица 3

Зависимость мощности солевого и надсолевого комплексов пород от глубины залегания подсолевого ложа для купола Телсу

Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Максимальная мощность, м	ΔH	ΔV	Высота соляного массива, м	W
N ₂	10	250	0,333	1,000	7657	23,4
N ₁	14	120	0,348	1,013	7423	1,0
Pg ₃	11	100	0,356	1,034	7406	0,3
Pg ₂	22	300	0,362	1,051	7403	13,0
Pg ₁	7	50	0,382	1,065	7109	4,0
Cr ₂ m-d	7	160	0,385	1,069	7080	27,0
Cr ₂ st-cr	10	250	0,397	1,074	6898	24,6
Cr ₂ t-cn	5	40	0,414	1,080	6652	2,0
Cr ₂ cm	16	40	0,416	1,084	6645	-2,0
Cr ₁ al	13	200	0,418	1,094	6674	12,0
Cr ₁ pc-ap	19	300	0,481	1,102	6520	13,0
I ₃	25	150	0,453	1,114	6271	3,0
I ₂	10	600	0,465	1,130	6200	43,0
I ₁	20	150	0,503	1,139	5770	1,5
T ₃	19	500	0,512	1,154	5740	11,0
T ₂	10	400	0,545	1,183	5535	19,5
T ₁	10	1500	0,572	1,198	5340	74,0
P ₂	5	4900	0,672	1,212	4600	97,0
P ₁ kg	8		1,000	1,235	3150	394,0

Литература

- Айзенштадт Г.Е., Герштейн Э.И. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. - Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 5.
- Волчегурский Л.Ф., Журавлев В.С. Структурные соотношения между куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляных куполов Сенкебай-Круглый). - Геотектоника, 1965, № 2.
- Журавлев В.С., Святоч А.А. О первоначальной мощности пермских соленосных отложений в Прикаспийской впадине. - В кн.: Проблемы геологии Западного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Мовшович Е.В. О мощности соленосных образований в Северо-Каспийской синеклизе. - В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского и сопредельных регионов. Волгоград, 1968.
- Мохринский В.В. Тектоника района Индерского поднятия. - В сб.: Индерские бораты. ГОНТИ, 1938.
- Фоменко К.Е. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 47, вып. 5, 1972.

Л. И. Иогансон, В. И. Самодуров

О ГРАНИЦАХ АКТЮБИНСКОГО ПЕРИКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБА

К югу от широтного течения р. Урала южнее верхнедевонско-каменноугольных узких линейных складок Зилаирского синклинория расположена территория, вошедшая в геологическую литературу под названием Актюбинского Приуралья (Руженцев, 1930; Косыгин, 1940; Журавлев, 1960; Яншин, 1962; Неволин, 1965; Авров, 1957; Авров, Булехбаев, Космачева, 1962; Авров, Космачева, 1963; Эвентов, 1962; и др.).

Территория Актюбинского Приуралья длительное время рассматривалась как часть Предуральского краевого прогиба (Руженцев, 1930; Неволин, 1965; и др.). Анализ тектонического строения верхнепалеозойского комплекса периферии Мугоджар позволил А.Л. Яншину (1962) прийти к выводу о периклинальной природе района Актюбинского Приуралья. В последующие годы эта точка зрения была принята большинством исследователей, занимающихся изучением данной территории (Авров и др., 1969; Журавлев, 1972; и др.).

Границы Актюбинского Приуралья, достаточно четкие на севере (с Зилаирским синклинорием) и особенно на востоке, где граница со складчатым Уралом проходит по региональному надвигу, на западе и юге с прилегающими районами Прикаспийской впадины различными авторами проводятся неоднозначно. Между тем решение этого вопроса имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Это связано с различными структурными и, очевидно, литолого-фациальными особенностями подсолевых палеозойских отложений в Актюбинском Приуралье и в граничащих с ним районах Прикаспийской впадины, что естественно должно повлечь за собой различный подход при поисках нефти и газа в подсолевых отложениях названных регионов. Уточнение западной границы Актюбинского Приуралья имеет большое значение для выбора направлений поисково-разведочных работ в восточной части Прикаспийской впадины, которая на сегодняшний день признается перспективной с точки зрения нефтегазоносности.

Территория Актюбинского Приуралья характеризуется развитием системы верхнепалеозойских складок, группирующихся в субмеридиональные линии уральского простирания. Складки сложены верхнекаменноугольно-верхнепермскими отложениями. В западном и южном направлениях наблюдается "омоложение" складок: наиболее восточные антиклинали образованы верхнекаменноугольными отложениями, в сводах западных и южных складок появляются более молодые горизонты до верхнепермских включительно. При этом в восточной части территории палеозойский комплекс выходит на поверхность; западнее и южнее он перекрывается мезозойским чехлом.

Для верхнепалеозойских складок наиболее характерны субмеридиональные простирания, погружение зеркала складчатости в западном и южном направлениях, узость и линейность антиклиналей, разделенных более широкими корытообразными синклиналями.

Складки Актюбинского Приуралья по простиранию группируются в несколько антиклинальных линий, количество которых зависит от проведения западной и южной границ района, на что нет единой точки зрения.

Непосредственным геологическим наблюдениям в Актюбинском Приуралье доступны пять линий антиклинальных складок, выделенных П.Я. Авровым (Авров,

Булекбаев, Космачева, 1962) с востока на запад: I линия – Александровская и Белогорская; II линия – Петропавловская и Борлинская; III линия – Андреевская, Жилинская, Подгорненская и Табантальская; IV линия – Джусинская, Гавриловская, Актюбинская, Биштамакская, Алгинская и Бласская; V линия – Каратусайская, Драгомировская и Западно-Актюбинская складки.

Начиная с меридиана Жилинской складки (III линия) в строении антиклиналей принимает участие галогенная кунгурская толща. Ее появление отражается не только в усложнении антиклиналей, но существенно сказывается и на морфологии разделяющих синклинальных участков. Так, в восточных синклиналях, расположенных между бессолевыми антиклиналями, выполняющие их пермские породы характеризуются обычным синклинальным залеганием. В западных синклиналях, разделяющих соляные антиклинали, наблюдается расслоение верхнепермских отложений на две толщи, мощность нижней из которых увеличивается в несколько раз от восточных крыльев западных антиклиналей к западным крыльям восточных структур. Верхняя толща имеет максимальные мощности у восточных крыльев западных структур. Используя терминологию, выработанную для районов солянокупольной тектоники, можно сказать, что нижняя толща образует структуры примыкания, а верхняя выполняет компенсационные мулды.

В поперечном разрезе соляной антиклинали соляное тело имеет характерную форму параллелограмма и сдвинуто к западу от свода подсолевой структуры.

Таким образом, основные характерные черты строения, определяющие специфику данной территории, присущи верхнепалеозойским отложениям, в частности верхнекаменноугольным – нижнепермским. Эти отложения регионально погружаются в западном и южном направлениях и перекрываются верхнепермскими и плащеобразно залегающими мезозойскими образованиями, маскирующими структуру нижележащих комплексов. Это обстоятельство создало предпосылки для существования различных мнений о западном и южном продолжениях складчатой зоны Актюбинского Приуралья. Еще П.Я.Авров и др. (Авров, Булекбаев, Космачева, 1962) указывали на возможность существования VI линии антиклинальных складок западнее выделенной Западно-Актюбинской линии, что в настоящее время подтверждается сейсмическими данными.

Позднее появились работы, где отмечалось присутствие помимо VI еще и VII линии антиклинальных складок (Дальян, 1970), а некоторые авторы выделяют 13 антиклинальных линий, хотя и не с востока на запад, а за счет дробления выделенных ранее линий и отнесения к зоне Актюбинского Приуралья соляных структур, располагающихся уже на территории Прикаспийской впадины (Бакиров и др., 1972).

Нет до сих пор и единого мнения о продолжении складок Актюбинского Приуралья на юг. Южнее Актюбинско-Биштамакской структуры кунгурские отложения погружаются под мезозойские образования. Выявленные здесь антиклинальные складки Бласская, Алга, Кандагач относят еще к Актюбинскому Приуралью, причем Кандагачскую антиклиналь ранее считали крайней южной структурой Актюбинского Приуралья. Некоторые геологи продолжают придерживаться этой точки зрения (Дальян, 1970; Авров и др., 1969).

Проведение детальных сейсмических работ на рассматриваемой территории и в сопредельных районах Прикаспийской впадины позволило установить под мезозойским чехлом границы распространения антиклинальной зоны Актюбинского Приуралья. В работах некоторых авторов (Йогансон, 1970; Бакиров и др., 1972) отмечалось, что II, IV и V антиклинальные линии продолжают на юг. При этом южное продолжение III линии составляют структуры Павловка, Жарык и Джурун, IV линии соответственно структуры Байджарык, Остансук и Талдышоки.

Все структуры по докунгурским образованиям представляют линейные узкие высокоамплитудные поднятия с более крутыми западными крыльями. В строении структур принимает участие соль, причем соляное тело сдвинуто к западу

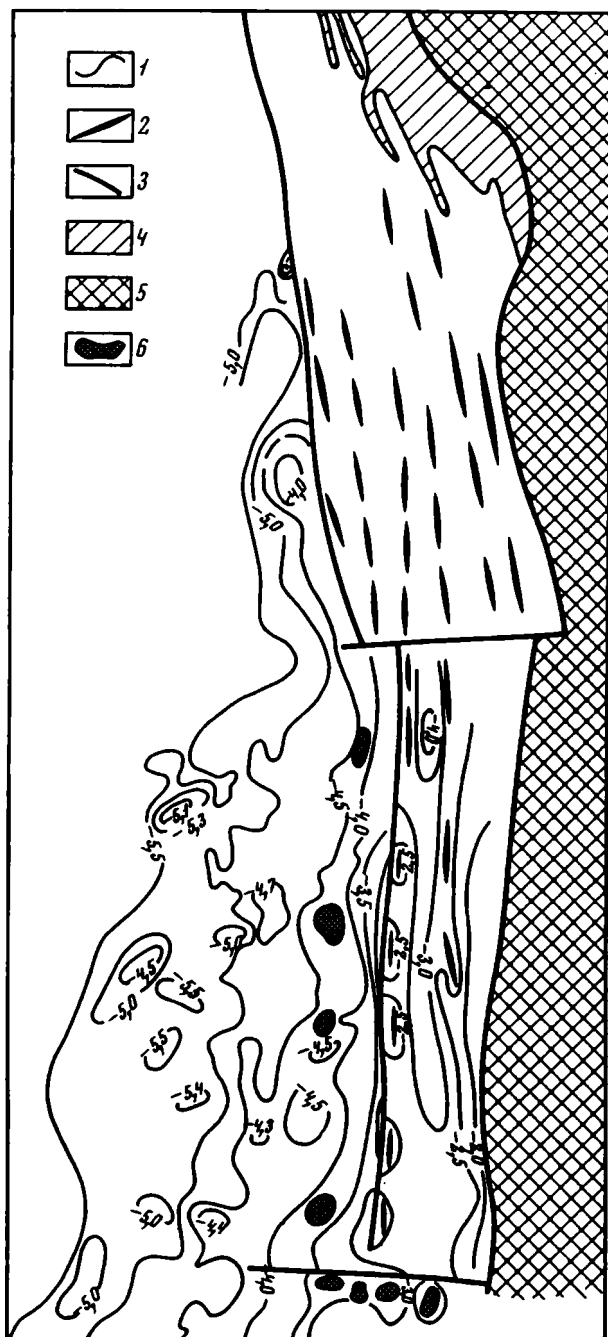
Структурно-тектоническая
схема Актюбинского При-
уралья

1 — изогипсы по поверх-
ности подсолевых палеозой-
ских отложений, м; 2 — ан-
тиклинальные складки Ак-
тюбинского Приуралья;
3 — тектонические наруше-
ния; 4 — Зилаирский син-
клинорий; 5 — западные
уралиды; 6 — соляные ку-
пола

от свода подсолевой ан-
тиклинали так же, как это
наблюдается в более север-
ных районах распространения
типичных складок Актюбин-
ского Приуралья. На участ-
ках, разделяющих антикли-
нальные структуры, под-
солевые отложения обра-
зуют корытообразные
синклинали, а в верхнеперм-
ском комплексе здесь на-
блюдаются две толщи, об-
разующие структуры при-
мыкания и компенсацион-
ные мульды. Перечисленные
черты строения показыва-
ют, что структуры Павлов-
ка, Джурун, Байджарык, Ос-
тансук, Талдышоки, несом-
ненно, относятся к антикли-
нальной зоне Актюбинского
Приуралья.

Продолжением антикли-
нальной линии предположи-
тельно считались структуры
Кумсай, Лаккарган, Аккум
и Арансай. Доказательст-
вом последнего послужило
наличие субмеридиально
ориентированных соляных
структур и характерная дислоцированность верхнепермских отложений, выпол-
няющих межсолевые депрессии.

В последние годы проведены исследования методом отраженных волн, ко-
торые позволяют пересмотреть это положение. Согласно новым данным в юж-
ной части Актюбинского Приуралья в подсолевом ложе прослеживаются не три,
а две антиклинальные линии, причем западную из них составляют структуры
Байджарык, Остансук, Талдышоки, а не Кумсай, Лаккарган, Аккум, Арансай,
как предполагалось ранее. Последние же структуры — это типичные соляные
купола; в структуре подсолевого ложа они не имеют прямого отражения. Здесь



выделяется ряд структур различного знака и без закономерной ориентировки, причем преобладают изометричные впадины с глубиной залегания подсолевого ложа 4,5 – 4,7 км, разделенные субширотно ориентированным структурным носом. Севернее наблюдается моноклиналиное залегание подсолевого ложа, т.е. на данной территории в подсолевом ложе развиты структуры, характерные для внутренних частей собственно Прикаспийской впадины (см. рисунок).

Что же касается специфичной дислоцированности верхнепермских отложений, то сейчас уже можно утверждать, что подобное явление характерно для всей восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и не является прерогативой складчатой зоны Актюбинского Приуралья.

Восточнее соляных структур Аккум и Арансай прослеживается крупное нарушение амплитудой до 1,5 км, за которым характер тектоники подсолевого ложа резко изменяется. Здесь развиты типичные структуры Актюбинского Приуралья – корытообразные синклинали с глубиной погружения подсолевого ложа до 3,5 км. К названному нарушению с востока подсолевая поверхность поднимается до глубин –2,1 и –2,2 км и наблюдается ряд приразломных структур. Таким образом, нарушение, проходящее непосредственно к западу от структур Байджарык, Остансу, Талдышоки, очевидно, и служит на этом участке западной границей Актюбинского Приуралья.

Резкое погружение подсолевой поверхности южнее Актюбинско-Биштамской структуры, меньшие амплитуды развитых здесь складок и наличие мезозойского чехла позволяют определить эту территорию как южную погруженную часть Актюбинского Приуралья, а значительное и резкое погружение подсолевого ложа южнее р. Табантал и наблюдающееся смещение осей складок южных структур позволяют предполагать, что южная погруженная часть Актюбинского Приуралья отделяется от северных районов субширотным нарушением, проходящим в районе р. Табантал и именуемым поэтому Табантальским.

Южнее погруженной части Актюбинского Приуралья установлены структуры Итасай, Кенкияк, Мортук, Шенгельший, простирающие которых изменяется на широтное или субширотное. Соляные штоки располагаются над сводами подсолевых брахиантиклиналей. Синклиналильные участки характеризуются синклиналиным в нижней и субгоризонтальным в верхней части залеганием верхнепермских отложений. Бурение показало, что подсолевая поверхность в этом районе эрозионная: кунгурские отложения с востока на запад последовательно залегают на верхнекаменноугольных, ассельских, сакмарских и артинских. Эти резкие отличия в строении рассмотренных территорий позволяют предполагать, что граница между ними проходит по субширотному нарушению, местонахождение которого фиксируют, вероятно, субширотно ориентированные соляные структуры Кенкияк, Мортук и Шенгельший. Таким образом, с юга территория южной погруженной части Актюбинского Приуралья также ограничивается субширотным нарушением.

Разлом, выделяющийся на западных крыльях структур Байджарык и Остансу, прослеживается, по-видимому, и дальше на север вдоль западных крыльев структур Кандагач, Алга и Блак до Табантальского нарушения. Севернее зону типичных складок Актюбинского Приуралья от районов Прикаспийской впадины отделяет установленный ранее Мартужский разлом, проходящий западнее VI линии антиклинальных складок, состоящей из структур Каратугай, Джанаилек и Дженишек. Мартужский разлом, вероятно, продолжается на юг до Табантальского нарушения, а южнее его кулисообразно подставляет описанный выше разлом.

Таким образом, антиклинальная зона Актюбинского Приуралья с востока, запада и юга ограничивается нарушениями: с востока надвигового характера, с юга и с запада – сбросового. В южной части данная территория значительно уже, чем на севере, что объясняется, очевидно, перекрытием восточной части Актюбинского Приуралья образованиями складчатого Урала и затуханием в южном направлении западных антиклинальных линий.

- Авров В.П., Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г. и др. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., "Недра", 1969.
- Авров П.Я. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. - Изв. АН КазССР, геол., вып. I (26), 1957.
- Авров П.Я., Булекбаев З.Е., Космачева Л.Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного и юго-восточного обрамлений Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Авров П.Я., Космачева Л.Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Бакиров К.Х., Чимбулатов М.А. и др. Тектоника и нефтегазоносность Актюбинского Приуралья. - Труды Зап.-Каз. НИГРИ, вып. 56. М., "Недра", 1972.
- Дальян И.Б. Актюбинское Приуралье. - В кн.: Геология СССР, т. 21, ч. 1, кн. 2. М., "Недра", 1970.
- Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН АН СССР, вып. 42).
- Иогансон Л.И. Пространственная связь складок Актюбинского Приуралья с солянокупольными структурами восточного борта Прикаспийской впадины. - Труды ВНИГНИ, вып. 101, 1970.
- Косыгин Ю.А. Соляная и гилсовая тектоника Актюбинской области. - Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 1.
- Неволин Н.В. Общие черты глубинного строения Западного Казахстана. М., "Недра", 1965.
- Руженцев В.Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. - Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., т. 8, вып. 1-2, 1930.
- Эвентов Я.С. Геологическое обоснование перспективного плана геологоразведочных работ на нефть и газ в Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье. - В кн.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Яшин А.Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. - В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.

И. И. Кожевников

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Творческая деятельность Всеволода Сергеевича Журавлева была тесно связана с геологической практикой. Его многолетнее содружество с поисковиками нефти и газа обогащало обе стороны. Показательным примером в этом отношении является создание В.С.Журавлевым новой классификации соляных куполов.

В 1960 г. бригадой производственников и ученых с участием В.С.Журавлева разрабатывался Генеральный план изучения нефтегазоносности Прикаспийской впадины. В план наряду с другими видами исследования вошло проведение комплексного геологического картирования доплиоценовой поверхности закрытых (преимущественно западных) участков впадины, в его задачу входило получение унифицированной полистной информации о морфологии соляных структур всей Прикаспийской впадины как основы для ее тектонического районирования. Известно, что другие показатели (глубина залегания фундамента, подсолевого ложа, изменение мощности горизонтов надсолевой толщи и т.п.) были в этом отношении мало информативны. Выделение же зон, отличающихся специфическим типом соляных структур, позволяло более надежно прогнозировать нефтегазоносность отдельных участков впадины. Для достижения этой цели важное значение имело создание универсальной классификации соляных куполов.

В.С.Журавлев (1962) взялся за ее разработку, а позднее с учетом результатов комплексного геологического картирования неоднократно ее уточнял и дополнял (Журавлев, 1963, 1966, 1970, 1972).

В.С.Журавлев предложил классификацию соляных куполов, основанную на тектонических (морфостатических и историко-динамических) соотношениях между соляными массивами и надсолевыми слоями. По существу это была генетическая классификация. В.С.Журавлев разделил купола на рудиментарные и нормально развитые. К первым он относил погребенные купола, которые прекратили или почти прекратили активное развитие во время накопления отложений раннего триаса или юрско-палеогенового структурного яруса. Нормально развитые купола по форме соляного массива он подразделил на островерхие и плосковерхие, выделяя среди последних ряд подтипов.

Эта казалось бы очень простая классификация построена с учетом фазности формирования соляных массивов куполов, весьма ценна для геологов-нефтяников. Она определяет для каждого типа соляных куполов свой набор ловушек для нефти и газа, соответственно ту или иную степень их продуктивности. Появление того или иного типа закономерно обусловлено глубиной залегания подсолевого ложа, первичной мощностью соли, а также мощностями отложений надсолевых комплексов пород.

Рудиментарные купола Прикаспийской впадины развиты в бортовых зонах, где первичная мощность соли была незначительной или соль залегала в виде отдельных линз. Солю таких куполов были слабо приподняты вышележащие слои и образованы многопластовые надсводовые ловушки относительно высокой емкости (Буранкуль, группа Прорвинских структур и др.).

Примером структуры полного однофазного формирования соляного массива служит продуктивный купол Кенкияк на восточном борту Прикаспийской впадины. Первичная мощность соли здесь предполагается около 1 км, пород

нижнего (верхнепермского) надсолевого подэтажа – около 3 км, верхнего (триас – мел) – до 1 км. Образование диапира купола полностью закончилось к концу перми, когда соль была выжата почти нацело из межкупольных зон. От начала триаса и до настоящего времени соляной массив очень слабо переформировывался и не утратил контактирующих с ним замкнутых ловушек в горизонтах верхней перми, а также весьма пологие надсводовые пластовые ловушки в породах триаса, юры и мела.

Неполное двухфазное формирование соляного массива свойственно многим структурам Южно-Эмбенского района. Первичная мощность соли здесь предположительно 2 км или несколько более. Мощность пород нижнего надсолевого подэтажа порядка 3 км. Диапиры в основном образовались к началу триаса, но около 20–30% соли, видимо, еще оставалось в первичном пласте в межкупольных зонах. В процессе отложения пород верхнего подэтажа (мощность около 2,5 км) и в этап преадакчагыльского регионального подъема территории соляные массивы деформировались с выжиманием в них остаточной соли из прилегающих мульд.

На ранее плоских массивах появились островерхие вершины соли, частично прорвавшие до пород нижнего мела надсолевые слои отдельных крыльев. Одновременно над частью погребенных склонов в надсолевых горизонтах благодаря приподниманию развивались дополнительно замкнутые положительные структуры, а также сбросы и грабены. В результате этого возник широкий набор различных типов ловушек, многие из которых продуктивны.

В то же время переформирование массивов обусловило их сложные лапчатые очертания с вогнутыми в плане боковыми поверхностями и, видимо, синклиналильными формами залегания пород верхней перми у вторых крутых (древних) склонов диапиров (Кононов, 1961). Антиклиналильные ловушки в это время возможно, сместились на соляные перешейки, соединяющие массивы. Только на куполе Карачунгул соляной массив на втором этапе – триасовом – развивался более интенсивно, полностью прорвал эти отложения и вышел на дневную поверхность. Таким образом, этот купол относится уже к куполам полного двухфазного формирования с вторичным относительно узким штоком высотой 1,5 км. Диаметр его у поверхности 1,5 км; диаметр соляного массива на глубине 2000 м – около 5 км. Характерно, что промышленные залежи нефти в куполе отсутствуют.

В западной части Прикаспийской впадины (междуречье Урала и Волги) первичная мощность соли, видимо, составляла 4 км и более, а пород нижнего надсолевого этажа (включая триас) порядка 4–5 км. К концу триаса здесь образовались крупные соляные массивы, прорвавшие полностью или почти полностью надсолевую толщу (на их вершинах иногда встречаются лишь маломощные пласты триасовых пород). Возможно в межкупольных зонах в это время еще сохранился определенный объем первичной соли. На юрско-палеогеновом этапе здесь накопилось до 5 км осадков и, видимо, шло медленное формирование соляных массивов. При общем подъеме территории на рубеже олигоцена – среднего плиоцена начался относительно быстрый рост штоков второй фазы, прорыв ими пород верхнего надсолевого подэтажа и вновь выход соли на многих куполах на доакчагыльскую поверхность.

Достаточное количество соли и темп подъема диапиров способствовали появлению плосковерхих куполов и сохранению значительных их размеров (диаметр их часто достигает 10 км, а у куполов-гигантов – 30 км, т.е. в 2–3 раза превышает высоту над основанием соленосной толщи). Форма штоков лапчатая, звездчатая, они напоминают современные массивы Эмбы (на уровне пород верхней перми). Ловушки на таких куполах, по-видимому, редки, так как над штоками они уничтожены размывом, а в присклоновых частях слоистых залежей нефти или газа здесь пока не обнаружено.

Структуры, относящиеся, вероятно, к диапирам трехфазного формирования (Горфункель, 1969) широко развиты во впадине Голф Коста. Предполагается,

что вначале они пережили те же стадии развития массив – шток, что и структуры Прикаспийской впадины. Окончательная же фаза их весьма интенсивного и очень быстрого формирования произошла в современную эпоху, после отложения 4–7-километровой толщи миоценовых, плиоценовых и четвертичных пород. Все эти породы в отличие от Прикаспийской впадины значительно дислоцированы соляной тектоникой.

Диапиры Голф Коста имеют вид островерхих соляных шипов диаметром 2,5–3,5 км (редко до 6,5 км), т.е. в 2–3 раза меньше высоты штоков над подошвой соленосного комплекса. Возможно широко развитые здесь в надсолевых слоях ловушки как над диапирами, так и у вторых крутых склонов штоков были сформированы при интенсивном и быстром перераспределении соли внутри массивов и штоков. Наиболее крупные месторождения и две трети разведанных запасов нефти связаны здесь со структурами, расположенными над глубокозалегающими соляными штоками (Успенская, Таусон, 1972). Наличие островерхих вершин куполов Эмбы подтверждает, возможно, такой ход формирования шипов. В междуречье Волги и Урала такая заключительная фаза только началась, но не реализовалась из-за отсутствия последующего регионального погружения и накопления мощных дополнительных толщ осадков.

Литература

- Горфункель М.В. О некоторых общих чертах развития солянокупольных областей. – Материалы 2-го симпозиума по соляной тектонике. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Журавлев В.С. Роль подземных вод в процессе формирования надсолевых структур на соляных куполах Прикаспийской впадины. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, № 2, 1962.
- Журавлев В.С. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 92).
- Журавлев В.С. Классификация локальных структур Прикаспийской впадины. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Журавлев В.С. Прикаспийская впадина. – В кн.: Геология СССР, т. 21, Западный Казахстан, ч. 1, кн. 2. М., "Недра", 1970.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печерской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Кононов Ю.С. К вопросу о формировании соляных куполов Южной Эмбы. – Труды Ин-та нефти АН КазССР, 1961, № 3.
- Успенская Н.Ю., Таусон Н.Н. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., "Недра", 1972.

Ю. Я. Кузьмин, М. Д. Магретова

СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Прикаспийская впадина – обширная и глубокая депрессия юго-востока Европейской платформы – одновременно является крупнейшей в мире областью развития соляной тектоники. Мощные пластичные толщи гидрхимических отложений нижней перми образуют здесь совместно с вышележащими породами многочисленные и разнообразные соляные купола, в строении которых различают соляной массив (ядро) и надсолевую структуру купола, сложенную породами, облегающими массив сверху.

По геолого-геофизическим данным на территории Прикаспийской впадины в настоящее время выявлено свыше 1200 соляных куполов. В пределах впадины они изучены неодинаково. На западе впадины, большую часть которой занимает Прикаспийская низменность – низкая аккумулятивная равнина со сравнительно мощным (до 700 м) чехлом морских верхнеплиоценовых и четвертичных отложений – строение куполов выявлено в основном по нескольким скважинам и редким сейсмопрофилям. Значительно лучше соляные купола изучены в восточной части Прикаспийской впадины (на Подуральском плато) – в Зауральских Сыртах – слегка возвышенных эрозионно-денудационных равнинах, в пределах которых надсолевые структуры куполов выведены на дневную поверхность. Именно здесь и было начато первое геологическое картирование соляных куполов.

В истории изучения соляных куполов Подуральского плато можно наметить три крупных этапа.

Первый этап – с конца прошлого века до середины 40-х годов – этап наземных исследований, носивших маршрутный характер. В результате картирования С.В. Шумилиным (1931) по полевым работам 1928 г. в районе среднего течения р. Ашиуил была составлена геологическая карта.

Второй этап изучения надсолевых структур куполов – середина 40-х – начало 60-х годов нашего столетия – связан в основном с работами Прикаспийской аэрогеологической экспедиции, которая проводила среднемасштабное картирование с применением аэрофотоматериалов и данных ручного бурения. В результате геологосъемочных работ экспедицией была получена более полная литолого-фациальная характеристика развитых на поверхности восточной части впадины мезозойских и палеогеновых отложений и произведено более детальное их расчленение. Это позволило выявить ряд новых куполов и значительно изменить детали строения известных ранее куполов, что отражено на составленной А.Е. Шлезингером и Л.Б. Аристарховой геологической карте участка, изученного С.В. Шумилиным (рис. 1).

Третий, современный этап в изучении структур, созданных соляной тектоникой (с начала 60-х годов), характеризуется детальным картированием площадей на основе аэрофотоматериалов с применением значительных объемов структурно-картировочного бурения. В результате проведенных работ было выявлено строение крупных участков, закрытых плащом континентальных миоцен-четвертичных отложений, где были закартированы новые купола, уточнено взаимоотношение между поверхностными отложениями и более глубокими горизонтами, детально расчленен стратиграфический разрез изучаемой территории, выделены подъярусы и даже микрофаунистические зоны и т.д. После проведения деталь-

ного картирования в районе среднего течения Ашиуила Ю.Я. Кузьминым и Н.П. Саркисовой была составлена геологическая карта (рис. 2), совершенно изменившая представление о строении этого района.

Но даже детальные геологические карты отражают только поверхностную морфологию соляных куполов и оставляют неосвещенным характер залегания надсолевых слоев на глубине и особенности строения соляных массивов, что важно для выяснения перспектив нефтеносности куполов. Поэтому многие исследователи соляной тектоники Прикаспийской впадины путем сравнительного анализа надсолевых структур куполов и увязки их поверхностного строения с глубинным неоднократно пытались выделить основные типы куполов.

Обзор различных классификаций соляных куполов в Прикаспии и эволюция представлений о принципах их классификации по мере накопления наших знаний о куполах подробно разобраны в последней работе В.С. Журавлева (1972). Наряду с классификацией соляных куполов в этой работе дана наиболее полная классификация отрицательных структур соляной тектоники, где выделены разные типы межкупольных депрессий (зон), компенсационные мульды и мульды оседания.

Разный подход к выделению типов соляных куполов показывает, что то многообразие, которое наблюдается в строении надсолевых структур куполов и сложные соотношения между их морфологией и соляными массивами, требует для выделения однотипных соляных куполов большое количество определяющих признаков. Среди признаков немаловажное значение имеют размеры и формы соляных массивов, глубина залегания их кровли и степень ее размыва, характер прорыва соляными массивами или их частями (ядрами) надсолевых толщ, условия их залегания, степень нарушенности сбросами, глубина размывов, наличие несогласий и прочие детали строения соляных куполов. Следовательно, дать объективную классификацию основных типов куполов, в которой полностью учитывались бы соотношения между соляными массивами, куполами и их надсолевыми структурами, очень трудно или даже почти невозможно. Эти трудности заставили искать новые пути установления основных черт сходства соляных куполов в закономерностях их пространственного размещения — выделить зоны, в которых соляные купола имели подобное строение, близкую историю формирования и одинаковую ориентировку.

Вопрос о пространственном размещении куполов с одинаковыми чертами строения неоднократно привлекал внимание исследователей Прикаспийской впадины. По данным Я.С. Эвентова (1951), в западной части Прикаспийской впадины, вдоль ее борта, развиты соляные купола, близкие по типу к брахиантиклиналям, с выдержанной субмеридиональной ориентировкой. Линейное расположение соляных структур он объяснял их связью с погребенными палеозойскими поднятиями.

Несколько позднее Г.В. Вахрушев и А.П. Рождественский на северо-западе впадины, к югу от Жадовского уступа, выделили четыре ряда соляных куполов, параллельных уступу. Их линейность они связывали, как и Я.С. Эвентов, с наличием погребенных крупных брахиантиклиналей и антиклиналей. И.И. Кожевников (1962) наличие куполов, ориентированных вдоль Жадовского уступа, объяснял существованием структурных перегибов, ступенчато погружающихся в сторону Прикаспийской впадины.

Г.Е. Айзенштадт (1959), рассматривая строение куполов на юго-востоке впадины, считал, что в этом районе наблюдается последовательная смена от бортов впадины к ее центру зон распространения одних типов куполов, выделенных им, другими, что, по его мнению, объясняется характером погружения подсолевого ложа в этом направлении.

В.С. Журавлев и А.Е. Шлезингер (1962) наметили контуры зон соляных куполов в северо-восточной части впадины, связывая их зональность с глубинным строением. По характеру гравитационного поля и особенностям соляной тектоники в пределах северо-востока впадины они выделили следующие структурные элементы: Челкар-Индерскую, Хобдинскую, Эмбенскую зоны соляных куполов и Утвино-Илекскую зону антиклинальных поднятий.

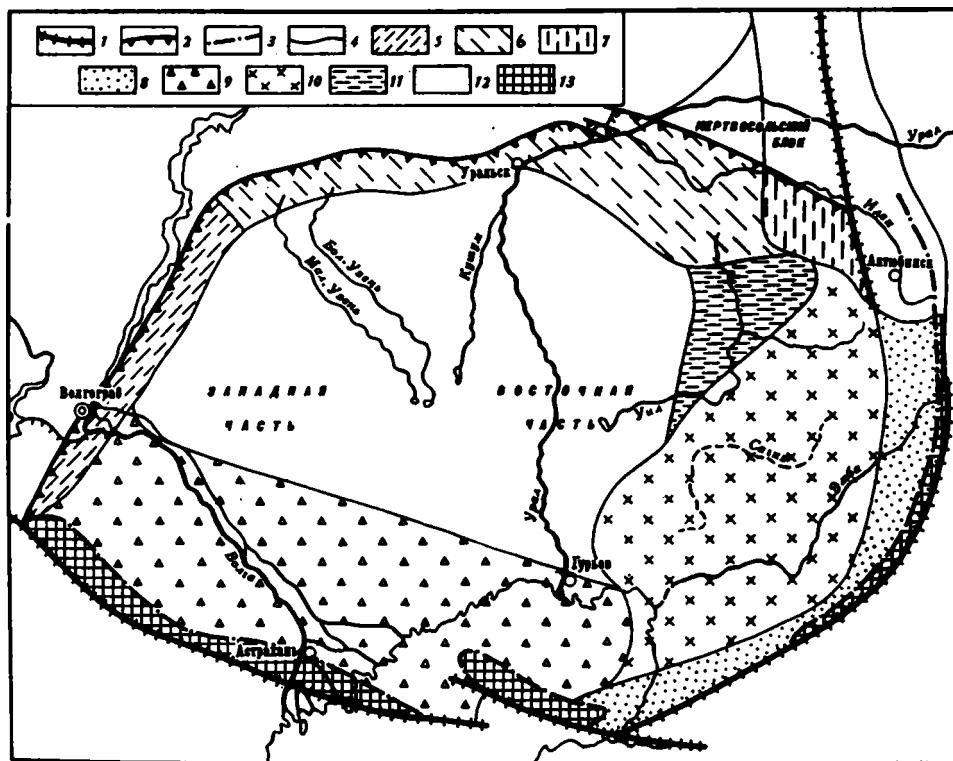


Рис. 3. Схема расположения структурных зон Прикаспийской впадины

1 – краевые швы Европейской платформы – внешние ограничения Прикаспийской впадины; 2 – бортовые уступы Прикаспийской впадины – ее внутренние ограничения; 3 – южная и восточная границы распространения соленосных отложений кунгура; 4 – границы между структурными зонами Прикаспийской впадины; 5–13 – структурные зоны: 5 – Приволжская, 6 – Новоузенская и Утвинская, 7 – Хобдинская, 8 – Предуральская и Южно-Эмбенская, 9 – Юго-Западная прибортовая, 10 – Эмбенская, 11 – Киильская, 12 – Центральная, 13 – Астраханская

Эти первые шаги в районировании соляных куполов Прикаспийской впадины позволили Ю.Я. Кузьмину при непосредственном участии В.С. Журавлева впервые в 1964 г., а затем в опубликованной работе 1967 г. (Кузьмин, 1967) выделить структурные зоны соляных куполов на всей территории Прикаспийской впадины. По приблизительно одинаковой глубине залегания соляных массивов, сходству надсолевых структур, близкой истории куполов и их закономерного расположения на территории впадины было выделено восемь структурных зон: три внутренних и пять прибортовых (Кузьмин, 1967). Новые данные подтвердили правомерность их выделения. В.С. Журавлевым (1972), с некоторыми изменениями описаны те же зоны, иногда под другими названиями (рис. 3).

Последние материалы, полученные уже после публикации работы В.С. Журавлева, позволяют уточнить строение структурных зон и их пространственное расположение.

В пределах Прикаспийской впадины по различному проявлению соляной тектоники выделяются внутренние и прибортовые зоны соляных куполов. Особенностью внутренних зон является интенсивная и ярко выраженная соляная тектоника, создавшая типичные соляные купола, разнообразные по строению. Между внутренними зонами и обрамлениями впадины с развитыми на них платфор-

менными или складчатыми структурами расположены прибортовые (переходные) зоны. Они, сливаясь одна с другой, протягиваются вдоль всех окраин впадины и окаймляют ее в виде кольца. Возникновение прибортовых зон обусловлено ступенчатым подъемом докунгурского ложа впадины в сторону обрамлений, уменьшением мощности гидрохимических толщ и замещением к периферии впадины галогенных пород на сульфатные.

Астраханская прибортовая зона выделяется между долиной Волги и Главным надвигом Донбасса. Все купола зоны погребены под плиоцен-четвертичными породами и поэтому изучены сравнительно слабо. В зоне развиты крупные соляные массивы (Солено-Займищенский, Полюно-Харбинский и др.), соляные антиклинали (вытянутые купола) и небольшие по размеру купола, которые иногда можно объединить в цепочки. Надсолевые структуры всех соляных поднятий имеют простое строение и слабо нарушены сбросами. С приближением к долине Волги интенсивность соляной тектоники возрастает, появляются купола самой разнообразной формы. Все межкупольные пространства на доакчагыльском срезе сложены отложениями палеогена.

Приволжская прибортовая зона соляных куполов примыкает с севера к Астраханской зоне, протягиваясь вдоль Волги от г. Волгограда до широты станции Красный Кут при ширине 35–40 км.

На территории этой зоны под плиоцен-четвертичным покровом выявлен ряд валообразных поднятий соляного генезиса с большими амплитудами (сотни метров), сравнительно небольших размеров (9–15 x 6–10 км), вытянутых в западной части параллельно Заволжскому структурному уступу. Надсолевые структуры, сложенные мезозойскими породами некоторых линейных соляных поднятий, осложнены сбросовыми нарушениями. В восточной части зоны соляные структуры теряют линейную ориентировку и служат переходными формами к типичным соляным куполам.

Новоузенская структурная зона на северо-западе сливается с Приволжской. Соляные купола Новоузенской зоны, непосредственно прилегающие к Жадовскому бортовому уступу, имеют небольшие размеры. Они разделены присбросовыми мульдами и, как правило, состоят из одного крыла. Южнее прослеживаются два ряда обособленных полос соляных структур более крупных размеров и ориентированных широтно.

В северной полосе преобладают вытянутые купола, интенсивно разбитые продольными и более короткими поперечными сбросами, с наличием грабенов и компенсационных мульд. В южной полосе купола ориентированы менее закономеренно и по строению мало отличаются от куполов внутренних зон.

Утвинская структурная зона располагается в основном в бассейне р. Утвы. Ее характерная особенность – наличие ориентированных в северо-западном направлении систем дислокаций, с которыми связаны соляные купола и антиклинали, возникновение которых обусловлено, вероятно, ступенчатым подъемом докунгурского ложа к северу. Здесь прослеживаются выделенные в 1934 г. П. Л. Безруковым четыре полосы соляных дислокаций, которые по мере движения на юго-восток веерообразно расходятся и приобретают простирание, близкое к меридиональному, затухая близ северной границы Хобдинской зоны. Надсолевые структуры всех куполов и соляных антиклиналей сложены породами различных горизонтов мезозоя с углами наклона до 20°. Большинство соляных дислокаций разбиты центральными грабенами на два крыла и более. Соляные поднятия, входящие в линейные системы, разделены неширокими (2–3 км) прогибами, выполненными маастрихтскими и палеогеновыми породами.

Предуральская зона соляных куполов расположена на севере в пределах краевого прогиба Урала, на юге – в пределах периклиналиного прогиба. На севере зоны первые соляные купола появляются южнее долины Илека. Они располагаются по линиям почти меридионального направления и часто фиксируются "дизъюнктивными мульдами". Строение куполов различное, но их отличает нечеткая дифференциация крыльев и наличие системы меридиональных сбросов, которые нередко образуют грабены. Купола, как правило, являются вторичны-

ми вздутиями на соляных антиклиналях, которые в свою очередь располагаются над сводами сакмарско-артинских складок или несколько смещены относительно них.

Южнее, в Актюбинской части Предуральского периклинального прогиба, своды асимметричных антиклиналей осложнены соляными ядрами протыкания. Гидрохимические толщи контура выполняют широкие синклинали лишь на востоке, где они принимают участие в строении только крыльев антиклиналей. В южной части прогиба в связи с его общим погружением увеличивается мощность соляных толщ, и следовательно, усиливается влияние соляной тектоники — здесь между брахиантиклиналями появляются отдельные соляные купола.

Южно-Эмбенская прибортовая зона соляных куполов, расположенная южнее, протягивается неширокой (до 50 км) полосой вдоль тектонических швов, ограничивающих юго-восточную часть Европейской платформы от широты слияния рек Темира и Эмбы на севере к побережью Каспия. Ее граница с Эмбенской зоной в северной части отчетливо прослеживается по прямолинейной цепочке куполов юго-западного простирания, фиксирующей, по-видимому, Четырлинский глубинный разлом. В зоне насчитывается примерно 25 куполов, большинство из которых непрорваны (погружены) за исключением трех миниатюрных открытых куполов — Замятина, Кумызтюба и Сакрымабас.

На крайнем севере зоны расположены купола Мортук, Кумсай и Кенкияк, для которых характерно простое строение. Кровля их соляных массивов залегает неглубоко от поверхности (500–600 м) и перекрыта небольшой мощностью отложениями триаса, юры и мела, образующими пологие поднятия брахиантиклинального типа с редкими сбросами. Наличие поднятий подсолевого ложа в районе этих куполов сближает их с соляными структурами Южно-Уральского периклинального прогиба.

На юге зоны развиты купола, которые устанавливаются почти исключительно по сейсмическим данным — по характеру залегания III отражающего горизонта (подшва неокома). В северо-восточном направлении купола южной части зоны более четко выделяются на поверхности, появляются разбитые сбросами дифференцированные крылья, сложенные более древними породами, чем окружающие пространства.

Купола разделены обширными межкупольными зонами с почти горизонтальным залеганием надсолевых пород. Благодаря подъему подсолевого ложа по направлению к борту впадины мощность соленосной толщи здесь сокращается. На востоке зоны соленосная толща залегает в виде локальных маломощных линз, о чем свидетельствует слабое развитие соляных куполов.

Эмбенская зона соляных куполов, принадлежащая к внутренним зонам Прикаспийской впадины, расположена севернее Южно-Эмбенской структурной зоны, протягиваясь почти параллельно последней. В ее пределах насчитывается свыше 280 сложно построенных куполов, в основном небольших размеров. Своды соляных массивов, как правило, находятся на глубине 200–500 м (за исключением купола Карачангул). Вершины соляных массивов куполов перекрыты верхнетриасовыми или более молодыми отложениями, для которых характерно наличие густой сети сбросов довольно большой амплитуды и отчетливо наблюдаемые размывы и несогласия, часто разные по возрасту в различных блоках.

Морфологические типы надсолевых структур куполов весьма разнообразны. Среди них различают надсолевые структуры типа весьма пологих, изометричных в плане, сводовых поднятий и брахиантиклиналей; "однокрылые" купола типа моноклиналей; двукрылые купола со сближенными крыльями; часто осложненные центральными или клинообразными грабенами трехкрылые купола, нередко осложненные трехлучевым грабеном, а также надсолевые структуры сложного строения, с большим количеством крыльев.

В размещении куполов уловить определенную закономерность не удастся: они часто соприкасаются, в результате чего конфигурация межкупольных зон находится в зависимости от расположения куполов и их очертаний. Строение межкупольных зон разнообразное и достаточно сложное; обыч-

но они разделены соляными перешейками близлежащих куполов на отдельные мульды.

Интенсивная соляная тектоника зоны, по-видимому, объясняется тем, что ее территория в кунгурский век интенсивно прогибалась и здесь накопились наиболее мощные однородные (и поэтому более подвижные) соленосные толщи.

Центральная зона — наиболее крупная зона на схемах Ю.Я.Кузьмина и В.С.Журавлева. Отличительная особенность этой зоны — широкое развитие крупных куполов, в том числе куполов-гигантов с довольно плоскими соляными сводами, которые перекрыты новейшими отложениями (купола Новобогатинск, Черная Речка, Барханный, Мергеновский, Круглый и др.) или выходят на дневную поверхность (купола Каменный, Кусанбай, Бисчохо-Худайберген, Индер, Челкар). Купола зоны нередко характеризуются развитием по периферии или над вершинами массивов отчетливо выраженных глубоких сопряженных или вдавненных мульд.

По этим особенностям к этой зоне следует отнести купола Киильской зоны (Хобдинской, по Ю.Я.Кузьмину), где, как выяснилось работами последних лет экспедиции объединения "Аэрогеология" развиты довольно крупные сложно построенные купола.

Центральную зону в свою очередь можно разделить на три части: западную (междуречье Волги и Урала до цепочки куполов Баскунчак, Бисчохо-Худайберген, Кусанбай, Каменный, т.е. до Азгирского разлома), южную (оставшуюся приморскую часть Волго-Уральского междуречья) и восточную (к востоку от долины р. Урала до границ с Эмбенской зоной).

Западная и южная части Центральной зоны покрыты мощным чехлом верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, ниже которого (на доакчагыльской поверхности) все межкупольные пространства сложены породами палеогена мощностью в сотни метров. Купола западной части часто удлинённой формы, причем большинство из них имеет северо-западное простирание.

Купола южной части изучены слабо, но четкой ориентировки не имеют.

В восточной части Центральной зоны надсолевые структуры куполов нередко осложнены центральными грабенами и имеют несколько крыльев. Закономерностей в простирании куполов наметить не удастся. Над акчагыльскими и четвертичными отложениями поверхности межкупольных пространств выполнены отложениями маастрихта, а палеоген небольшой мощности (не превышающей первых десятков метров) сохранился только в наиболее прогнутых участках в виде отдельных изолированных пятен.

После выделения структурных зон прошло уже несколько лет и правомерность их выделения подтверждают новые данные. Несомненно, что по мере накопления сведений о строении соляных куполов в связи с расширением фронта геологических и поисково-разведочных работ сведения о пространственном размещении куполов будут дополняться и уточняться, а связь соляной тектоники со строением подсолевого ложа будет установлена и в центральных районах Прикаспийской впадины.

Литература

- Айзенштадт Г.Е. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия. — Геол. нефти и газа, 1959, № 8.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печерской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Журавлев В.С., Шлезингер А.Е. Особенности тектоники и перспективы нефтегазоносности северо-восточной части солянокупольной территории Западного Казахстана. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостехиздат, 1962.

- Журавлев В.С., Волчегурский Л.Ф. Особенности тектоники и перспективы нефтеносности соляных куполов юго-восточной прибортовой структурной зоны Прикаспийской впадины. — Нефтегазовая геол. и геофиз., 1965, № 6.
- Кожевников И.И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты). — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостолтехиздат, 1962.
- Кузьмин Ю.Я. Сопоставление новейшей тектонической структуры и глубинного строения восточной части Прикаспийской впадины в свете перспектив их нефтегазоносности. М., Автореф. канд. дисс., 1967.
- Шумилин С.В. Геологическое строение районов Кок-Булак, Май-Кудук и Джальмурза северо-восточной окраины Урало-Эмбенского района. — Труды НИГРИ, серия Б, вып. 2, 1931.
- Эвентов Я.С. К вопросу о геотектонической структуре Северного Прикаспия. — Труды ВНИГРИ, вып. 2, 1951.

В. С. Журавлев, А. А. Свиточ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИКАСПИЯ И МЕТОДЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

В статье изложены некоторые результаты изучения новейшей тектоники центральной части Прикаспийской впадины. Кратко рассмотрены методика неотектонических исследований, новейшие структуры территории, их соотношение с древними структурными планами и новейшая активность солянокупольных структур.

Методика неотектонических исследований

Методика неотектонических исследований в зависимости от геолого-геоморфологического строения конкретных регионов имеет свои особенности.

Основные геологические и геоморфологические черты строения центральной части Прикаспийской впадины обусловлены положением территории в центре гигантской структуры с длительным унаследованным опусканием, активной соляной тектоникой и наличием в разрезе серии молодых осадков. С поверхности территория представляет собой плоскую аккумулятивную равнину, почти не освоенную эрозийными процессами и лишь местами прорезанную речными долинами.

Эти особенности строения предопределили широкое применение в комплексном неотектоническом анализе разнообразных геолого-геофизических и геоморфологических методов. Возможности их использования, однако, зависят не только от специфики строения территории, но и от ее геологической изученности. Первоначально для неотектонического анализа в Северном Прикаспии применялся геоморфологический метод как более доступный и менее трудоемкий (Герасимов, 1951; Мешеряков, Брицина, 1954). В дальнейшем по материалам мелкого бурения был использован анализ мощностей отдельных ярусов плейстоценовых отложений или их суммарных значений (Проничева, 1957; Доскач, 1957). В настоящее время при изучении новейших структур междуречья широко применяются методы геологические, геоморфологические и геофизические (Авров и др., 1965).

Из геологических методов наиболее эффективны в Центральном Прикаспии анализ мощностей и литофаций. Широкое развитие в районе мощной толщи преимущественно морских верхнеплиоценовых и плейстоценовых образований благоприятствует использованию анализа мощностей для изучения неотектоники территории. При этом следует учитывать, что распределение мощностей отложений зависит главным образом от трех причин: регионального структурного плана, активности локальных структур и характера погребенного рельефа.

Влияние региональных структур сводится к увеличению мощности покровных отложений от периферической части впадины к ее центральной части — Букеевской наложенной синеклизы.

Влияние новейшей активности куполов и мульд на мощность покровных отложений имеет прямой характер — чем активнее структура, тем значительнее первичное изменение мощности. Детальная корреляция материалов по буровым скважинам указывает на различный характер изменения мощностей покровных отложений по разрезу. Мощность их сокращается как за счет выпадения отдельных частей разреза, так и путем равномерного уменьшения мощностей всех пачек. Такие изменения происходят не только за счет последующего за осадко-

накоплением размыва, а также в результате первичного сокращения мощностей. Отмеченная зависимость дает возможность использовать анализ мощностей не только для установления длительности и глубины стратиграфических перерывов, но и для изучения активности структур во время накопления осадков.

Значительное влияние на мощности покровных образований имеет погребенный рельеф, в первую очередь доакчагыльский. Установлено, что в доакчагыльское время Центральный Прикаспий не был плоской поверхностью выравнивания, а представлял собой расчлененную территорию с относительными превышениями до 100 м и более, развитой эрозионной сетью и системой замкнутых котловин. Своды растущих куполов в доакчагыльское время в зависимости от соотношения активности структур, скорости процессов эрозии и ряда других причин представляли собой положительные либо отрицательные формы рельефа. Последние были приурочены обычно к выходам на доакчагыльскую поверхность малостойких к процессам денудации пород перми. Крылья куполов, бронируемые породами палеогена, были положительными формами рельефа. Осадки акчагыльской и в меньшей степени апшеронской трансгрессий полностью выполняли погребенные формы рельефа, вследствие чего в понижениях морского дна отмечалась избыточная мощность осадков нетектонического происхождения. Менее расчлененный рельеф выработан в отложениях верхнего плиоцена в предбакинское время и в последующие эпохи частично перекрыт осадками плейстоценовых трансгрессий Каспия.

Некоторое представление о степени влияния доакчагыльского рельефа на акчагыльские, апшеронские и плейстоценовые отложения дает таблица сводных мощностей этих осадков, составленная по материалам 200 скважин (см. таблицу).

Мощности отложений плейстоцена и верхнего плиоцена (в м)

Возраст	Мульда	Крыло	Свод
Плейстоцен	32,0	28,6	22,3
Апшерон	250,0	214,0	218,0
Акчагыл	256,0	238,0	281,0

Наибольшие осредненные мощности акчагыльских отложений приурочены к сводам куполов, что связано с существованием в доакчагыльское время на значительной части структур отрицательного рельефа. В апшероне максимальные мощности отложений вскрыты в мульдах, мощности осадков на сводах несколько увеличены по сравнению с крыльями, и только среди плейстоценовых отложений наблюдается классический случай – уменьшение мощности мульды к своду. Таким образом, влияние погребенного рельефа весьма существенно для отложений акчагыла, но слабо сказывается на осадках апшерона и почти не отражается на мощностях плейстоценовых отложений.

Эффективное применение анализа мощностей для неотектоники теснейшим образом связано с правильным стратиграфическим расчленением разреза: необходимо сопоставлять мощности только генетически однородных и разновозрастных образований (Гарецкий, Яншин, 1960). Предлагавшиеся схемы неотектоники междуречья (Проничева, 1957), основанные на анализе мощностей четвертичных отложений, весьма условны, так как в них сравниваются мощности разновозрастных и гетерогенных отложений: на востоке Центрального Прикаспия широко развиты морские осадки плейстоцена, а в западной – сыровые образования.

Другим геологическим методом, используемым для изучения новейших структур в Прикаспийской низменности, является анализ литофаций. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые осадки в центральной части впадины представ-

лены толщей перемежающихся песчано-глинистых отложений. Распределение их и состав литофаций на площади отражают сложное влияние на осадки палео-географических условий и активности региональных и локальных структур. Влияние региональных тектонических структур обычно выражается в увеличении тонких компонентов в осадке по мере движения к центральным частям древних бассейнов (или областям максимальных опусканий). Эти изменения отмечаются для обширных участков Прикаспийской впадины. Однако такая схема не всегда выдерживается. Так, в распределении литофаций раннехвалынского моря наблюдается обратная картина: отмечается поглубение донных осадков по мере удаления от периферии бассейна.

Ряд исследователей (Васильев, Обрядчиков, 1962; Казаков и др., 1958) отрицают влияние на литологический состав отложений активности локальных структур. Действительно, для куполов, не выраженных заметными поднятиями на дне плиоценовых и плейстоценовых морей, каких-либо существенных изменений в составе отложений не установлено. Вследствие неточности и неполноты анализов, по-видимому, не фиксируются и небольшие изменения состава осадков на сводах куполов, которые слабо выражены в рельефе дна палеобассейнов.

Для куполов весьма активных четко устанавливается поглубение фаций, разновозрастных этапу активизации структуры. Примером может служить купол Таловка, на своде которого наблюдается опесчанивание нижнехвалынских отложений. В случае выраженности в палеорельефе крыльев куполов, часто отмечаемое для акчагыльского времени, изменение состава осадков фиксируется на периферии купола, а не в его своде.

Поглубение осадочного материала в связи с активностью локальных структур наблюдается и для речных отложений. Так, в районе купола Бостандык установлено опесчанивание аллювия второй террасы Малого Узенья.

Одним из источников информации о новейших структурах междуречья являются сейсмические исследования, в частности метод отраженных волн (МОВ), который в последние годы широко применяется для анализа геологического строения надсолевых отложений Прикаспия. Использование МОВ основано на изучении характера отражений, полученных в покровных образованиях (Авров и др., 1965). При детальном сейсмическом исследовании в основании покровных плиоцен-плейстоценовых отложений прослеживается ряд устойчиво коррелируемых площадок, обычно индексируемых как горизонт "А" и дающих фактический материал для структурных построений. В отличие от сейсмоотражений в нижележащих породах отражающие площадки в подошве верхнего плиоцена строго горизонтальны и лишь в активных мульдах и присводовых участках растущих куполов имеют слабо наклонную поверхность.

Проверка границ, выделенных на сейсмопрофилях бурением структурных скважин, показала, что метод определения подошвы верхнеплиоценовых отложений на основе анализа отражающих площадок довольно точен и ошибка обычно не превышает допустимой. В случае, когда осадки верхнего плиоцена в присводовых участках и на сводах куполов подстилаются породами мела, юры, триаса и перми, граница между ними еще более отчетливая за счет большой разности волнового сопротивления между этими породами и перекрывающими их покровными отложениями, что подтверждается данными сейсмокаротажа скважин.

Широкое привлечение сейсмических материалов для изучения новейших тектонических движений позволяет выявлять разрывные нарушения среди покровных отложений, участки новейших прогибаний, активные купола, а также прослеживать суммарные мощности верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений для значительной территории центральной частей Прикаспийской впадины.

Разрывные нарушения устанавливаются по прекращению непрерывного прослеживания, перескакиванию, а иногда и угловому утыканию площадок среди покровных отложений.

Исследование суммарных мощностей, проводимое по системам взаимноуязвимых сейсмопрофилей детальных и рекогносцировочных сейсмических работ,

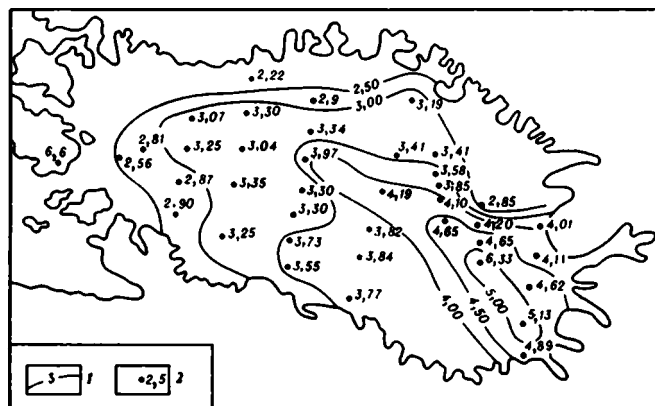


Рис. 1. Схема нивелировок Шайтан-Сора

1 — изогипсы днища;
2 — высотные отметки

позволяет проследить характер распространения покровных отложений с учетом их локального залегания в районах активных куполов и мульд.

Использование сейсмических данных для изучения локальных структур можно показать на примере куполов Бистау-сор и Акмай, где выявлены участки активных новейших прогибаний по аномальному увеличению мощности верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений, превышающей здесь 1000 м, в то время как на своде соседнего купола Акмай она составляет всего 70 м (Аврамов и др., 1965).

Для детализации строения куполов применяются методы КМПВ и РНП. Особенно перспективен метод регулируемо-направленных волн (РНП), при помощи которого возможно существенное уточнение строения верхней части солянокупольных структур.

Из методов неотектонического анализа на территории Прикаспийской впадины геоморфологические исследования самые старые. Особенности устройства поверхности впадины предопределили большую эффективность относительно точных способов изучения рельефа, так или иначе связанных с количественным анализом. К ним относятся: профилирование речных уровней, нивелировки¹ и морфометрический анализ².

Речные уровни весьма чутко реагируют на неотектонические подвижки, которые выражаются в деформациях их продольного профиля. Профилированию террас предшествует дешифрирование аэрофотоматериалов по исследуемой долине. Во время замеров относительной высоты террас необходимо большое количество измерений, гарантирующее от влияния случайных и посторонних ошибок. В качестве примера продольного профилирования можно привести долину р. Ашиозек. На протяжении около 100 км река пересекает несколько куполов, новейшая активность которых устанавливается по деформации уровней террас и коренного борта долины. Аналогичные результаты были получены при продольном профилировании и других долин междуречья (Свиточ, Варушенко, 1964).

Инструментальное изучение рельефа в условиях низменных степей. Прикаспийской впадины приобретает особую ценность. При помощи нивелировочных ходов фиксируются самые незначительные колебания рельефа местности и устанавливается степень ее тектонической деформированности. Примером использования инструментальных наблюдений для целей неотектоники представляют нивелировочные профили по днищу Шайтан-сора (рис. 1), выполненные И.Н. Мик-

¹ Строго говоря, нивелировки относятся к геодезическим методам. Поскольку объектом их исследования является дневная поверхность, в данной работе мы рассматриваем нивелировки в геоморфологических методах.

² В данной статье не рассматриваются геоморфологические методы, дающие качественную оценку формам рельефа (дешифрирование, структурно-геоморфологический анализ и др.).

лявым и Г.И.Саввиновой. По их результатам установлено поднятие днища сора до 5 м в юго-восточной части, вызванное новейшей активностью одноименного купола.

Повторные нивелировки позволяют количественно оценить скорость современных движений. К сожалению, в пределах Центрального Прикаспия повторные нивелировки высокого класса проводились только по трассе ж.д. Сызрань — Астрахань и на полигоне купола Баскунчак (Певнев, 1961; Свиточ, 1968), где получены количественные результаты скорости роста купола.

Морфометрический анализ в настоящее время широко используется для поисков локальных структур в различных районах Союза. Методика морфометрических исследований в зависимости от особенностей устройства поверхности имеет существенные различия. Вследствие плоского рельефа и редкой гидро-сети большая часть рекомендуемых способов морфометрических исследований, заключающихся в построении карт порядков долин, углов наклона поверхности и т.д. (Философов, 1963) для центральных районов Прикаспийской впадины не применима. В таких условиях весьма удобным оказался элементарный метод изучения выраженной куполов в рельефе, заключающийся в подсчете по сетке квадратов среднеарифметических значений абсолютных высот локальных структур и окружающих их пространств. При анализе учитываются только одно-возрастные и генетически однородные поверхности и молодые наложенные формы; такие формы, как соры, лиманы, западины и балки во внимание не принимаются.

Новейшая структура Волго-Уральского междуречья и ее развитие

В Прикаспийской впадине новейшая тектоническая эпоха отмечается с начала верхнего плиоцена. В это время на ее территории возобновляются активные тектонические опускания, приведшие к проникновению сюда вод акчагыльского, а затем апшеронского и древнекаспийских бассейнов. В результате трансгрессий в пределах впадины накопилась мощная толща верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений, полностью сnivelировавших доакчагыльский рельеф и оформивших ее современную поверхность. В начале акчагыла ингрессирующее море заполнило осадками эрозионные формы рельефа, а в дальнейшем заняло ими всю площадь Центрального Прикаспия.

Анализ распределения нижней серии акчагыльских отложений указывает, что максимальное прогибание во время их накопления происходило в центральной части Волго-Ахтизекского водораздела и в нижнем течении р. Малого Узень. В среднем акчагыле опускания за исключением части Урало-Кушумского водораздела распространяются на все междуречье Волги и Урала. Судя по мощности среднеакчагыльских осадков, положение участков максимальных движений почти не изменилось. В позднем акчагыле на междуречье повсеместно происходило осадконакопление с накоплением повышенных мощностей отложений в районах южнее оз. Аралсор и Эльтон и в нижнем течении Большого и Малого Узень.

Распределения суммарных мощностей акчагыльских отложений указывают на увеличение скорости опускания с северо-востока на юго-запад.

В апшероне на территории Центрального Прикаспия акчагыльское море сменяется апшеронским без перерыва. В раннем апшероне продолжается начавшееся с конца акчагыла смещение участков максимальных прогибаний к юго-востоку. В средне- и позднеапшеронское время при общем юго-восточном направлении усиления интенсивности движений существенно преобладает ее южная составляющая. В конце этого времени на территории обособляется ряд опущенных и приподнятых зон. Средние значения амплитуды и скорости апшеронских опусканий примерно соответствуют акчагыльским. Однако градиент их нарастания характеризуется широтным направлением, и относительно равномерно увеличивается с севера на юг.

В конце плиоцена скорость тектонических опусканий, по-видимому, затухает, происходят небольшие положительные подвижки и устанавливаются континентальные условия осадконакопления. Величина поднятия, вероятно, не превышала 30–50 м, о чем свидетельствует незначительный врез речной сети того времени.

В плейстоцене в результате усложнения новейшей структуры впадины в ее центральных частях образуются две зоны: относительно приподнятая Ашиозекская и опущенная Кушумская.

Кушумская опущенная зона находится на востоке междуречья Волги и Урала. Начиная с бакинского времени она испытывает отрицательные движения со средней амплитудой 25–35 м. В отдельные эпохи опускания, возможно, сменялись состоянием относительного покоя. Ашиозекская приподнятая зона расположена на западе междуречья. В послепашеронское время она, по-видимому, испытывала небольшие разноименные подвижки.

В результате тектонических движений современная структура молодого покровного комплекса Прикаспийской впадины представляет обширную депрессию – Букеевскую наложенную синеклизу, выполненную мощной толщей преимущественно морских осадков. Распределение суммарных мощностей отложений свидетельствует о постепенном нарастании амплитуды и скорости новейших движений к центру синеклизы. В депрессии прослеживается ряд структурных зон (рис. 2).

Общей тенденцией неотектонического развития Центрального Прикаспия является увеличение градиента движений в южном направлении к центру Букеевской наложенной синеклизы. Одновременно в каждую из эпох отмечаются и специфические черты развития: в акчагыле – нарастание движений с запада на восток, в апшероне – субмеридиональное направление усиления движений, в плейстоцене – сочетание субмеридионального и широтного направлений. В конце каждой из них, как правило, проявляются тенденции некоторой последующей перестройки структурного плана. Так случилось в позднеакчагыльское время и в конце плиоцена, когда наметились основные черты апшеронского и послепашеронского тектонического развития.

Если региональный структурный план в новейшее время в основном характеризуется унаследованностью, то зональные структуры территории менее постоянны. Особенно хорошо это видно при сравнении акчагыльских и четвертичных структур. Между этими "начальными" и "конечными" структурами апшеронские зоны занимают промежуточное положение.

При решении вопроса о соотношении новейших структур центральной части Прикаспийской впадины с более древними возникают определенные трудности. Последние связаны со слабой изученностью древних структур впадины, хотя к настоящему времени по мезозойским и палеозойским структурам впадины опубликовано большое число тектонических схем. Малое количество исходных данных привело к множеству самых разнообразных, часто и прямо противоположных представлений о тектонике ее территории.

Различное количество имеющихся материалов по верхнеплиоцен–плейстоценовым и более древним отложениям (по первым примерно на порядок больше) в свою очередь приводит к вопросу о достоверности выводов, полученных при сопоставлении столь различно аргументированных тектонических схем. Особенно это относится к ранее высказанным мнениям о соотношении древних и молодых структур Прикаспия (Васильев, 1961; Васильев, Обрядчиков, 1962), поскольку относительно обоснованные фактическим материалом представления о древней тектонике Центрального Прикаспия появились лишь в самое последнее время.

При анализе региональной структуры Прикаспийской впадины всеми исследователями отмечается увеличение мощности палеозойских и палеогеновых отложений в центре и на юге впадины. Увеличение мощности наблюдается и для покровного верхнеплиоцен–плейстоценового комплекса осадков, мощная толща которого в пределах Центрального Прикаспия образует Букеевскую наложен-

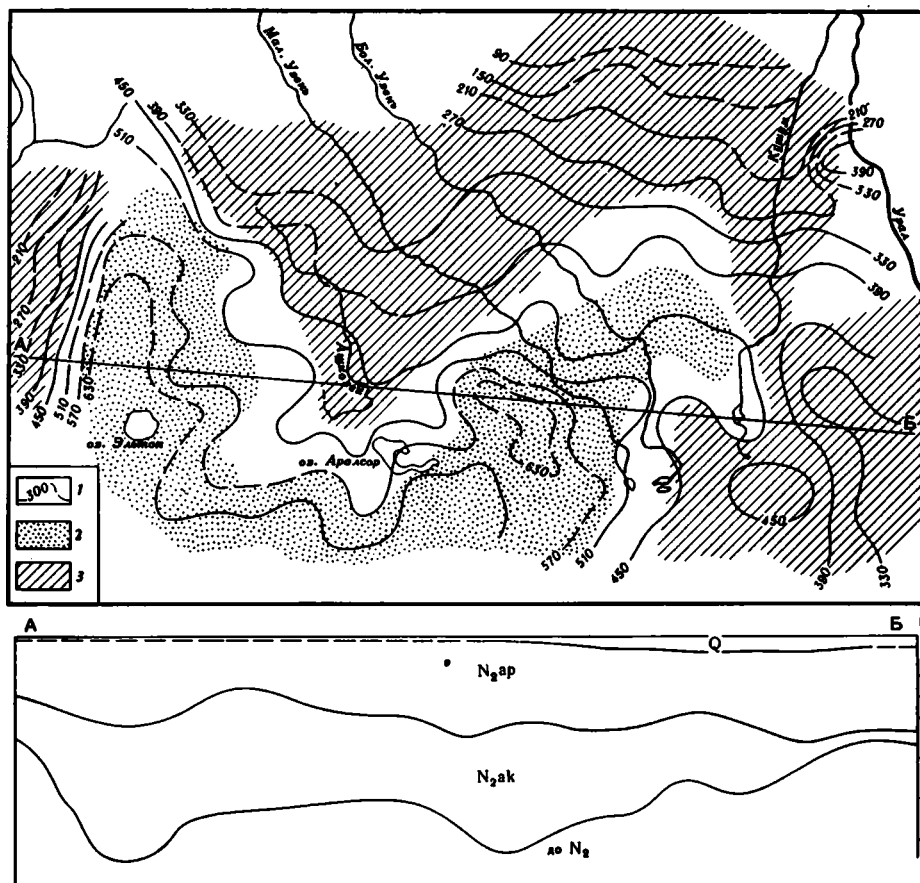


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема покровного комплекса Центрального Прикаспия

1 - изопохиты; 2 - зоны опускания (1 - Эльтонская, 2 - Нижнеузенская); 3 - зоны относительного поднятия (3 - Заволжская, 4 - Узени-Ашеузенская, 5 - Урало-Кушумская). А-Б - линия профиля

ную синеклизу. От предшествующей ей палеогеновой структуры Букеевская синеклиза отделена длительным перерывом и несогласием. Таким образом, если проследить историю структур Центрального Прикаспия в рамках единого тектонического цикла (Ханин, 1964), то новейшая структура развивалась унаследованно, при этом продолжалась общая тенденция погружения Прикаспийской впадины начиная с позднего палеозоя. В понимании Н.С. Шатского (1938) Букеевская синеклиза является наложенной (Журавлев, 1960), поскольку отделена от нижележащей палеогеновой структуры глубоким перерывом и несогласием.

Только немногие тектонические схемы Прикаспийской впадины дифференцированно отражают строение ее центральных частей: это схемы поверхности под-солевого палеозоя (Арабаджи и др., 1965; Соколов, 1962), по кровле неосома (Васильев, Скворцов, 1964) и по пермо-триасу (Арабаджи и др., 1965), использованные нами для сопоставления с новейшими структурами междуречья.

При сравнении молодых структур с древними тектоническими зонами отмечается определенное совпадение первых с тектоническим планом мезозоя. Так, мезозойскому Хакинскому прогибу в новейшей структуре отвечает Эльтонская опущенная зона; Узеньский прогиб наследуется Нижнеузенской опущенной зо-

ной. Частично совпадают с мезозойскими Аралсорским и Кушумским поднятиями Ашиозекская и Урало-Кушумская зоны новейших поднятий.

Пермо-триасовые структуры территории почти не выражены в ее новейшем зональном тектоническом плане. Так, на месте пермо-триасовых Узенского и Новоузенского прогибов расположены Урало-Кушумская и Узени-Ашиозекская зоны относительных поднятий. И наоборот, пермо-триасовым Джангалинскому и частично Кушумскому поднятиям в современной структуре отвечает Нижнеузенская опущенная зона.

Новейшие тектонические зоны Центрального Прикаспия частично совпадают с подсолевыми палеозойскими структурами территории. Для подсолевого палеозоя характерно общее погружение поверхности в юго-восточном направлении, а для верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений – к югу и юго-западу происходит нарастание мощности и погружение их ложа. В формировании новейшего тектонического плана территории значительная роль принадлежит, по-видимому, глубоким нарушениям северо-восточного простирания, выраженным в структуре палеозоя весьма незначительно. Так, разрывами северо-восточного направления можно объяснить конфигурацию Нижнеузенской зоны опускания, вкrest простирания секущей основные тектонические элементы подсолевого ложа междуречья. В общих чертах отмечается уменьшение признаков унаследования новейших тектонических зон более древними структурами по мере увеличения возраста последних.

Новейшая тектоника локальных структур

К характерным структурным элементам Прикаспийской впадины относятся соляные купола и муьды (рис. 3). По степени активности среди них различают три типа структур: 1) неактивные и слабоактивные, 2) активные, 3) весьма активные. Поскольку резкого количественного различия между активностью локальных структур провести нельзя, различия между типами, как и их выделение, весьма условны и проводится по совокупности ряда признаков: изменению мощности верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений, выраженности в рельефе и палеорельефе и др.

Первый тип включает купола (муьды), на которых не отмечено признаков новейших движений, либо они очень незначительны (сокращение мощности отложений до 10 м для верхнего плиоцена и первые метры для плейстоцена, слабая выраженность в рельефе и т.д.). Объединение в один тип неактивных и слабоактивных куполов вызвано тем обстоятельством, что по-существу все купола Центрального Прикаспия в какой-то степени проявили новейшую активность. Купола, относимые ранее к неактивным, при детальном геологическом исследовании обычно оказывались структурами в различной степени активными.

Тип активных структур характеризуется проявлением весьма заметных признаков роста (прогибания), выражающихся в существенном сокращении (увеличении) мощности разреза (либо его части) покровных отложений (> 10 и < 40 м для верхнего плиоцена и 10 м – для плейстоценовых осадков), поднятием доакчагыльской или плейстоценовой поверхности, деформациям речных уровней, поглубением фациального состава покровных отложений и т.д.

К весьма активным структурам относятся купола (муьды), на которых отмечается значительное сокращение (увеличение), частичное или полное выпадение из разреза верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений. Они четко выражаются в доакчагыльском, доплейстоценовом и современном рельефе. В пределах весьма активных куполов на дневную поверхность обычно выходят более древние отложения, чем осадки на окружающих участках.

В Центральном Прикаспии среди прорванных и скрытопрорванных куполов в акчагыльское время признаки наибольшего роста проявили купола: Эльтон, Джабога, Уразбай-Тюбе, Болганмола, Санкебай, Кабжасор, Бистаусор и Акмай, о чем свидетельствует резкое сокращение или выпадение из разреза части (либо полностью) акчагыльских осадков. Глубокопогруженные

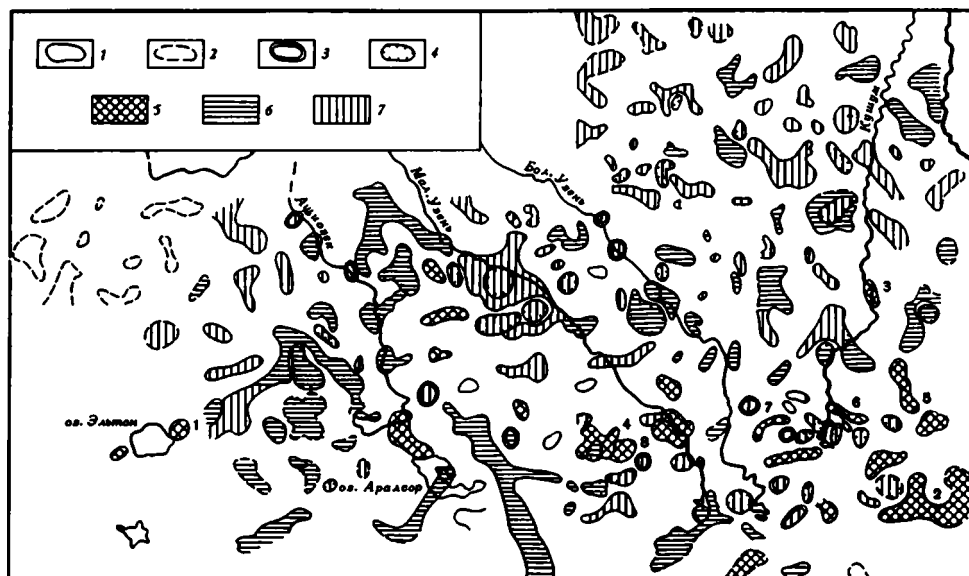


Рис. 3. Схема новейшей активности локальных структур Центрального Прикаспия

1 – установленные купола; 2 – предполагаемые купола; 3 – погребенные купола; 4 – мульды; 5 – весьма активные структуры; 6 – активные структуры; 7 – неактивные и слабо активные структуры.

Структуры (цифры на карте): 1 – Эльтон, 2 – Аукитайчагыл, 3 – Урузбай–Тюбе, 4 – Бистаусор, 5 – Санкебай, 6 – Кобжасор, 7 – Болганмола, 8 – Есендык

и непрорванные купола в это время характеризуются незначительной активностью, либо пассивны. Среди мульд наибольшее прогибание отмечается для структур Есендык, Коктедь и Жулдуз, в пределах которых установлено значительное увеличение мощности акчагыльских отложений. Все они расположены по соседству с активными и весьма активными куполами Бистаусор, Акмай и Айса–Мечеть, энергичный отток соли в которые собственно и обусловил образование этих мульд.

В апшеронское время с акчагыльской эпохи продолжают активный рост купола Эльтон, Джабога, Санкебай, Акмай и Бистаусор, на которых также отмечается резкое сокращение мощности апшеронских осадков, либо частичное выпадение их из разреза. Активность ряда структур по сравнению с предыдущей эпохой снижается: если на куполах Урузбай–Тюбе и Болганмола мощности акчагыльских отложений соответственно сокращаются на 85 и 60–70 м, то в апшероне мощности уменьшаются всего на 36 и 10–20 м.

Отмечаются и случаи увеличения роста структур, например, на своде купола Таловского установлено почти полное отсутствие осадков апшерона. Непрорванные купола в апшеронское время продолжают оставаться пассивными или малоактивными. Энергично прогибавшиеся в акчагыльское время мульды Есендык, Коктедь и Жулдуз интенсивно развиваются и в апшероне. В целом для апшеронского времени по сравнению с предыдущей эпохой можно отметить некоторое уменьшение активности локальных структур территории.

В плейстоцене весьма активными с плиоцена продолжают оставаться купола Джабога, Акмай, Эльтон и Бистаусор. На первых двух в результате энергичного роста апшеронские отложения выведены на дневную поверхность. Крылья купола Эльтон выражены в рельефе в виде возвышенностей Улаган и Пресный

лиман, сложенных породами мезозоя и палеогена. На куполе Бистаусор отмечается значительное сокращение мощности плейстоценовых осадков. Судя по небольшому изменению мощности отложений и невыраженности в современном рельефе, рост куполов Санкебай, Урузбай-Тюбе, Кобжасор, Теезжар, Аукитайчагыл и Айса-Мечеть в плейстоцене, по-видимому, замедлился. Структуры Бостандык, Жатыбай, Болганмола увеличивают активность, что выражается в значительном сокращении мощностей новейших осадков на этих куполах, выходям на дневную поверхность среди поля молодых отложений более древних пород (Жатыбай) и выклиниванием в пределах свода соляного массива речных уровней (Бостандык). Глубокопогруженные купола, как и в плиоцене, не проявляют заметной активности, исключением является купол Абдельман, в пределах которого установлены деформации речных уровней р. Ащиозек.

Мульды Есендык, Коктень и Жулдуз и в плейстоцене сохраняют высокую активность прогибания. В целом для эпохи фиксируется дальнейшее уменьшение числа активных структур по сравнению с апшеронским временем и увеличение за их счет куполов с незначительными признаками роста либо неактивных. Это, видимо, отражает общую тенденцию новейшего развития локальных структур Прикаспийской впадины.

Распределение активности локальных структур в течение новейшего времени представляется следующим образом (см. рис. 3). Среди прорванных и скрытопрорванных куполов неактивными или слабоактивными являлись около 65% структур, активными – около 20% и весьма активными – около 15%. Высокая активность куполов проявлялась по-разному: часть из них, такие как Эльтон, Джабога, Бистаусор, Арал-Сор постоянно были активными. Другие, подобно куполам Болганмола, Санкебай и другим, энергично росли в плиоцене. Значительная часть куполов, начиная с ачкагыла, постепенно снижают свою активность. На некоторые из них (Аукитайчагыл и Урузбай-Тюбе) постепенное уменьшение активности отмечается в течение всего плиоцена и плейстоцена. На большинстве же структур затухание роста происходит неравномерно.

Глубокопогруженные и непрорванные купола в эти эпохи не проявили сколько-нибудь заметной активности, что позволяет считать их в основном пассивными структурами. Расположенные в межкупольных зонах они в большинстве своем были, по-видимому, структурами, возникшими за счет оттока соли по периферии зон в штоки куполов. Большинство отрицательных структур Центрального Прикаспия (70%) в новейшую эпоху проявили слабую активность. Весьма активными структурами, испытывавшими постоянное прогибание в течение всего плиоцена и плейстоцена, являлись мульды Есендык, Коктень и Жулдуз.

В распределении по активности куполов и мульд относительно вмещающих их неотектонических структур не наблюдается приуроченности активных куполов к зонам новейших прогибаний (Мешеряков, 1958; Проничева, 1957), поскольку активные и весьма активные локальные структуры располагаются как в зонах новейших поднятий, так и в зонах опусканий. Отмечается зависимость между распределением активных куполов и глубиной залегания докунгурского ложа Центрального Прикаспия, где наиболее активные купола приурочены к участкам максимального погружения палеозойского основания и большей первичной мощности соли.

Литература

- Авров В.П., Гончаренко Б.Д., Журавлев В.С., Свиточ А.А. Применение сейсморазведки для изучения новейшей тектоники междуречья Урала и Волги. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1965, № 6.
- Арабаджи М.С., Васильев Ю.М., Мильничук В.С., Филиппчук Б.А. Региональная структура пермо-триасового комплекса Прикаспийской впадины в связи с его нефтегазоносностью. – Нефтегазовая геол. и геофиз., 1965, № 6.
- Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Труды ГИН АН СССР, вып. 49).

- Васильев О.М., Обрядчиков О.С. Перспективы газонефтеносности плiocеновых отложений Прикаспийской впадины. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Васильев Ю.М., Скворцов И.И. Структурная схема мезозойского комплекса Прикаспийской впадины в связи с его нефтеносностью. — Нефтепромысловая геол. и геоф., 1964, № 4.
- Гарецкий Р.Г., Яшин А.Л. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Герасимов И.П. Географические наблюдения в Прикаспии. — Изв. АН СССР, серия географ., 1951, № 4.
- Доскач А.Г. К вопросу о факторах образования рельефа Прикаспийской низменности. — Труды Комисс. по изучению четвертичного периода, т. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. (Труды ГИН АН СССР, вып. 42). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Казаков М.П., Чарыгин М.М. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Мешеряков Ю.А. 1953. Новейшая тектоника Северного Прикаспия. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Мешеряков Ю.А., Брицкина М.П. Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности. — В кн.: Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Певнев А.К. Результаты повторного нивелирования в районе Баскунчакского соляного купола. — В сб.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Проничева М.В. Мощность четвертичных отложений как показатель новейших тектонических движений Прикаспийской низменности. (Тезисы докладов на конференции по изучению четвертичного периода). М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Свиточ А.А. Разрывные нарушения в плиоцен-четвертичных отложениях купола Эльтон. — Докл. АН СССР, 1964, т. 139, № 4.
- Свиточ А.А. Современные тектонические движения по данным повторного нивелирования трассы Сызрань — Астрахань. — В кн.: Современные движения земной коры, № 3. М., "Недра", 1968.
- Свиточ А.А., Варушенко А.И. Опыт изучения речных уровней в Центральном Прикаспии в связи с выявлением нетектонических движений. М., "Недра", 1964. (Труды Союзбургаза, вып. 4).
- Соколов В.Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. — В сб.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. М., "Недра", 1962.
- Философов В.П. Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов, изд. Саратовск. ун-та, 1963.
- Ханин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Шатский Н.С. О тектонике Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5 и 6.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

На востоке Прикаспийской впадины верхнеюрские отложения изучены сравнительно слабо, причем наиболее распространены отложения волжского яруса, а породы кимериджа, оксфорда и келловея известны лишь на отдельных единичных солянокупольных структурах (Грачев, Донскова, Рыгина, 1957; Иловайский, Флоренский, 1941; Соколова, 1939).

Хорошо изучены верхнеюрские отложения в пределах востока Прикаспийской впадины — на куполах Кокбулак, Чингиз, Индер (Журавлев, 1960). Эти отложения выделены в разрезе параметрической скв. П-20, заложенной в мульде между куполами Джамбейты и Шалкар. Долгое время существовало представление об отсутствии отложений кимериджа, оксфорда и келловея на большей части территории, и считалось, что верхняя юра представлена здесь отложениями нижнего волжского яруса. Эта точка зрения нашла отражение в ряде схематических геологических карт, где в пределах сводов соляных куполов показаны только породы нижнего волжского яруса. В настоящее время получены новые данные о стратиграфии верхнеюрских отложений, которые и изложены в настоящей статье.

Начинается разрез верхнеюрских отложений породами келловейского яруса. В пределах Подуральского плато отложения келловея известны в весьма ограниченном числе пунктов — на куполах Тогулскеньушак, Кокбулак, Чингиз, вероятно, имеются они и на куполе Байжанмола. В бассейне Большой Ходьбы они встречаются на куполе Торткуль и по р. Ишкырган на Камышевской антиклинали. На остальных куполах они размыты, но об их былом присутствии свидетельствуют находки окатанной фосфоритизированной фауны келловея в фосфоритовом горизонте подошвы нижнего волжского яруса. В межкупольных депрессиях эти отложения пока не вскрыты.

На куполе Тогулскеньушак к келловею отнесены серые тонкослоистые кремнистые глины мощностью до 6 м с прослоями светло-серых алевролитов. В этих глинах обнаружен единичный аммонит *Cadoceras cf. subpatrum* Nik.

В разрезе верхней юры купола Кокбулак над светло-серыми косослоистыми песками средней юры залегают более уплотненные и грубые коричневатосерые пески (до 0,1 м). Выше залегают светло- и коричневатосерые, прослоями ожеженненные глины (до 0,45 м) с отпечатками створок *Tancredia* sp. и *Modiolus* sp.

Еще выше наблюдается слой песков (до 1 м), отчетливо разделяющийся на три части. В основании его лежит корочка рыхлого ожеженного песчаника с плоской галькой черного кремня. Нижнюю часть слоя песков (0,3 м) составляют разнозернистые, в основном среднезернистые кварцевые пески со значительной, но неравномерно распределенной примесью зерен темноцветных минералов и редкой галькой кремня. Здесь отмечаются тонкие линзы ракушечников, в которых наряду со створками *Pseudomonotis echinata* (Low.), *Chlamys (Aequipecten) fibrosa* (Sow.), *Rhynchonella (Jvanoviella) alemanica* Roll. встречаются ростры *Cylindrotenthis (Holcobeloides) beaumonti* Orb. и членики *Pentacrinus* sp.

Среднюю часть слоя песков (до 0,5 м) составляют зеленоватосерые разнозернистые ожеженненные разности, переполненные створками *Oxytoma inaequi-*

valvis var. *borealis* Boriss., *Pseudomonotis* off. *subechinata* Lahus., *Gryphaea dilatata* Sow., *G. dilatata* var. *lucerna* Traut., *Pseudonerinca fiseheriana* (Orb.), *Pleurotomatia worthiana* Orb. и иногда содержащие ростры *Cylindrotenthis* sp. В этом слое встречаются неправильные эллипсоидальные стяжения песчаника того же состава, иногда срастающиеся группами.

Наконец, верхнюю часть слоя песков (до 0,2 м) составляют такие же, но бедные фауной пески с редкими створками *Gryphaea dilatata* Sow. Вверх по разрезу пески становятся все более глинистыми. Комплекс фауны, заключенной в этом слое, свидетельствует о принадлежности песков к осадкам келловоя, вероятнее всего среднего.

Пески перекрываются серыми, коричневато-серыми загипсованными глинами с мелкими отпечатками створок неопределенных пелеципод и растительным детритом.

Общая мощность отложений келловоя на куполе Кокбулак 2,35 м.

В других районах восточной части Прикаспийской впадины келловейские отложения в разрезе верхней юры выделены еще более условно. Так, севернее купола Кокбулак на поднятии Байжанмола выделяется толща (до 50 м) голубовато-серых алевроитов с тонкими прослойками серых глин с плохо сохранившимися обломками *Corbula* sp., *Modiolus* sp., *Nucula* sp., *Phacnodesmia* sp, которые, по заключению П.А. Герасимова, сходны с аналогичными формами келловоя. К.И. Кузнецова, изучавшая комплекс фораминифер, обнаружила в этой же толще *Lenticulina infravolgensis* (Furss. et Pol.), которая обычно характеризует отложения нижнего волжского яруса.

Западнее купола Байжанмола на соляном поднятии Байтас в скв. 2, пробуренной у кладбища Сатимола, вскрыты темно-зеленовато-серые кварц-глауконитовые пески (до 15 м), которые подстилаются глинами средней юры и перекрываются мергелями нижнего волжского яруса. Стратиграфическое положение песков указывает на их более вероятный келловейский возраст.

На куполе Чингиз встречены желтовато-серые кварц-глауконитовые разномзернистые пески (1,3 м) с гравием и мелкой галькой кварца и кремня в основании. Они залегают с размывом на глинах средней юры и перекрываются отложениями нижнего волжского яруса. Пески содержат единичные плохо сохранившиеся ростры белемнитов, внешне напоминающих *Cylindroteu* (*Holcobeloides*) *okensis* (Nik.), что позволяет отнести вмещающие породы к келловю.

Северо-западнее купола Чингиз на соленом поднятии Торкуль обнажаются желтовато-бурые полимиктовые хорошо отсортированные мелкозернистые пески и полимиктовые плотно сцементированные песчаники (общей мощностью до 10 м) того же цвета с *Oxytoma inalquivalvis* Sow., *Gryphaea dilatata* Sow., широко распространенных в отложениях келловоя Прикаспия.

Западнее солянокупольной структуры Торкуль в пределах Камышевской антиклинали в скв. 23 вскрыта пачка (8 м) серых кварцевых песков с пластом (0,4 м) серого песчаника, в основании содержащего хорошо окатанную гальку кварца и обилие створок пелеципод и ростр *Cylindrotenthis* (*Holcobeloides*) *beaumont* (Orb.).

Еще западнее на куполе Аккудуксай в разрезе юрских отложений имеется желтовато-серый глинистый слабо сцементированный песчаник (0,2 м) с *Gryphaea dilatata* Sow.

В собственно Прикаспийской впадине отложения келловоя пока обнаружены и изучены только на единичных куполах — Кульсай, Шалкар и Горячинский. На куполе Кульсай, расположенном в бассейне Жаксыбая, отложения келловоя вскрыты только скв. 104 и пройдены не полностью. Пачка представлена переслаиванием темно-серой алевроитистой плотной глины и темно-серого полимиктового мелкозернистого песка. Общая мощность отложений превышает 20 м. На глубине 264 м от кровли в отложениях отмечен прослой (0,15 м) темно-серого полимиктового плотно сцементированного песчаника. Возраст отложе-

ний установлен по комплексу фораминифер: *Ammobaculites* ex gr. *coprolithiformis* (Sehwag), *Pseudoglandulina tutkowskii* Mjatl., *Lugema hispida* Reuss, *Fron-dicularia nodulosa* Furss., *Lenticulina batrukiensis* (Mjatl.), *L. pseudocrassa* (Mjatl.), *Epistomina mosguensis* Uhlig., *Triplasia agglutians* Kos.

Северо-восточнее Кульсая на куполах Шалкар и Горячинский отложения келловее представлены серыми, светло- и зеленовато-серыми карбонатными пиритизированными глинами и мергелями, которые по простирацию участками переходят в серые глинистые известняки. Отложения келловее залегают с размывом на среднеюрских породах, что подчеркивается наличием толщи фосфоритового горизонта, участками замещающегося пластом серовато-зеленого кварц-глауконитового песчаника с угловатыми желваками фосфорита мощностью до 1 м. В глинах А.Н. Найденова обнаружила комплекс фораминифер: *Fron-dicularia nodulosa* Furss., *Vagimulina harpa* Rom., *Globulina paalovi* Mjatl., *Nubeculinella tenua* Byk. и др. Максимальная мощность отложений 13,5 м.

В пределах восточной части Прикаспийской впадины (на Подуральском плато) отложения оксфорда наиболее детально изучены на куполах Аккудуксай, Кокбулак, Чулукаин и Шубарсай. Наиболее достоверны отложения оксфорда на куполе Кокбулак, где они с размывом залегают на келловейских глинах. Отложения оксфорда здесь представлены зеленовато- и желтовато-серыми кварц-глауконитовыми хорошо отсортированными мелкозернистыми, местами загипсованными песками в нижней части с многочисленными створками пелещипод. В средней части разреза, примерно в 0,5 м от подошвы толщи имеется пачка (до 0,9 м) зеленовато-серых песчаников с роострами *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *explanata* (Phill.), *P. (Pachyteuthis) panderi* (Orb.) и единичными аммонитами *Cardioceras* aff. *quadratoide*s Nik, что свидетельствует о верхнеоксфордском возрасте пород. В кровле песчаников и кровле всей толщи оксфордских отложений фиксируются маломощные горизонты желваков фосфоритов с преобладающим размером 1–2 см. Общая максимальная мощность отложений оксфорда на куполе Кокбулак 2,1 м.

На куполе Чулукаин, расположенном севернее солянокупольной структуры Кокбулак, оксфордские отложения выделяются условно и представлены серыми песчаными глинами, перекрытыми фосфоритовой плитой с многочисленными обломками устриц аммонитов *Amolboceras* ex gr. *alternans* Buch. и белемнитов *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *excentrica* (Joung et Bird.). Выше склон перекрыт супесями. Обнаруженные аммониты указывают на верхнеоксфордский возраст пород. Общая максимальная видимая мощность отложений здесь 2 м.

На куполе Шубарсай, расположенном восточнее купола Чулукаин, к оксфордским отложениям отнесены серые кварцитовидные песчаники с *Cardioceras vertebrale* Sow., *Pecten sokolovi* Boriss. et Ivan. видимой мощностью 2 м.

На куполе Аккудуксай, северо-западнее купола Шубарсай, оксфордские отложения представлены серовато-зеленоватым глауконитовым кремнистым песчаником с крупными темно-серыми желваками фосфорита (до 15 см в диаметре) и верхнеоксфордскими аммонитами.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения оксфорда изучены на куполах Кульсай, Харькин II, Саурбай, Джандылсор, Индер, Новобогатинск – Сугур, Лиман–Редут и др.

На куполе Кульсай, расположенном в бассейне Жаксыбая, отложения оксфорда вскрыты единственной скв. 104 под мощной толщей (более 250 м) плиоцен-четвертичных отложений. Отложения оксфорда здесь представлены темно-серыми алевролитистыми глинами с тонкими прослоями (0,1–0,2 м) темно-серых полимиктовых мелкозернистых песчаников с фосфоритовой галькой до 4 см в диаметре.

Палеонтологические определения позволили установить, что на глубине 252 м в этой толще имеется комплекс микрофауны, указывающей на нижнеоксфордский возраст: *Epistomina stelli geruliformis* Mjatl., *Volgensis* v. *volgensis* Mjatl., *Spirophthalmidium minina* (Wisn.), *Nubeculinella bulbifera* (Paalz.).

По всему интервалу в глинах встречены единичные раковины крупной фауны, среди которой, по определению П.А. Герасимова, определены: *Passenia stephanoides* (Opp.), *Nucula* sp., *Demosphinetes* sp., причем первая форма, обнаруженная на глубине 247 м, позволила установить кимериджский возраст отложений.

Наличие маломощного разреза отложений оксфорда и кимериджа и палеонтологические определения фауны в этих отложениях позволяют предположить внутриформационный размыв между породами кимериджского и оксфордского ярусов, в результате которого из разреза выпадает верхняя часть оксфорда. Следы размыва трудно зафиксировать в одной скважине. Палеонтологические определения свидетельствуют, что мощность оксфордских отложений на куполе Кульсай не превышает 13 м.

Юго-западнее купола Кульсай оксфордские отложения выходят на поверхность в пределах восточной части солянокупольной структуры Индер, где они представлены светло-серыми мергелями с прослойками желвачных фосфоритов. В них имеется обильная фауна: *Pelloceras athetolides* Lah., *Martelliceras* cf. *martelli* Opp., *Cardioceras* ex gr. *bordatum* Sow., *Lueina fischeri* Orb., *Gryphaea dilatata* Sow.

На возвышенности Джаман-Индер обнажаются светло-серые карбонатные мергелевидные глины с прослоями мергелей. Отложения содержат раковины *Martelliceras martelli* Opp., *Gryphaea dilatata* Sow., *Bachytenithis* sp., причем первая форма свидетельствует о нижнеоксфордском возрасте вмещающих пород.

Отложения кимериджского яруса в пределах восточной части Прикаспийской впадины выявлены пока только на единичных куполах на поднятиях Кокбулак, Донском, Аккудуксае и др. На куполе Кокбулак отложения кимериджа залегают на оксфордских песках и представлены коричневой песчаной фосфоритовой плитой (до 0,2 м) с ядрами и обломками раковин *Asturte* sp., *Amberleya* sp. и рострами *Cylindrotenthis* (*Cylindrotenthis*) *porrecta* (Phill.), *C. (Lagonibelus) ingens* (Krimh.), указывающих на верхнекимериджский возраст.

Фосфоритовую плиту перекрывают зеленовато-серые пески с раковинами пелелипод зоны *Zaraiskites scythicus* нижнего волжского яруса.

На куполе Донском, расположенном севернее купола Кокбулак, отложения кимериджа представлены зеленовато-серыми кварц-глауконитовыми мелкозернистыми песками и песчаниками с аммонитами *Aulacostephanus* cf. *undoral* Pavl., *A.* cf. *subundoria* Pavl., *A.* cf. *anglicus* (Steuer), которые характеризуют верхнекимериджский возраст песков.

Западнее купола Донской на солянокупольном поднятии Аккудуксай кимериджские отложения представлены зеленовато-серыми глинистыми и карбонатными песчаниками (0,45 м). В верхней части разреза (0,25 м) они становятся серовато-зелеными, более плотными, кремнистыми и содержат полукатанную мелкую гальку и желваки фосфоритов. Песчаники перекрываются фосфоритовой плитой (0,12 м) с крупными, почти не окатанными желваками фосфорита и обильными раковинами верхнекимериджской фауны: *Aulacostephanus synti* Pavl., *A. endoxus* Orb., *Aspidoceras deaki* Herb., *Perisphinetes* aff. *simonoceroideus* Pavl. и др.

Западнее, на левобережье Урала и в бассейнах Жаксыбая и Калдыгайты, кимериджские отложения также пока выявлены на единичных куполах: Харькин II, Барханный, Кульсай и Альдаберген. Это, как правило, темно-серые, почти черные алевроитистые, часто аргиллитоподобные известковистые, реже известковистые глины с прослоями серых, темно-серых кварцевых мелкозернистых песчаников с раковинами пелелипод *Rasenia stephanoides* (Orb.), *Aulacostephanus eudoxus* (Orb.), *Rasenia* sp. Мощность отложений кимериджа на куполе Барханном достигает 12 м, на куполе Кульсай превышает 12 м.

Отложения нижнего волжского яруса повсеместно распространены в пределах восточной части впадины и изучены на большинстве куполов. В основании их отложений, залегающих с размывом на подстилающих породах, часто от-

мечаются желваки фосфоритов и пачка песков (до 3–5 м). Отложения нижне-волжского яруса представлены серыми, темно- и зеленовато-серыми карбонатными глинами, мергелями и известняками с маломощными прослоями песков и песчаников, причем на периферийных участках северо-востока Прикаспия преобладает терригенный материал, а в районах, тяготеющих к центральным частям Прикаспийской впадины, карбонаты. Отложения характеризуются обилием форм фауны, на основании которой они подразделены на зоны: *Zaraiskites scythicus* и *Virgatites virgatus*. Мощность отложений нижнего волжского яруса часто достигает 100 м.

Таким образом, в пределах востока Прикаспийской впадины даже на при-сводовых участках куполов имеются отложения келловеев, оксфорда и кимериджа. Наиболее полный разрез этих отложений зафиксирован на куполе Кульсай. Все это свидетельствует о широком развитии келловейских, оксфордских и кимериджских пород в восточной части Прикаспийской впадины и в ее центральных районах.

Литература

- Грачев Р.И., Донскова Г.Е., Рыгина Т.П. Новые данные о стратиграфии и распространении отложений келловеев и оксфорда на территории Прикаспийской впадины. – Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 2.
- Журавлев В.С. Стратиграфия верхней юры северо-восточной части Прикаспийской синеклизы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 2, 1960.
- Иловайский Д.И., Флоренский К.П. Верхнеюрские аммониты бассейнов рек Урала и Илека. Изд. МОИП. Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 1(5), 1941.
- Соколова Е.И. К стратиграфии верхнеюрских отложений Урало-Эмбенской области. – Труды Нефть. геол.-развед. ин-та, серия А, вып. 114, 1939.

В. С. Журавлев, А. А. Голов

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ (В СРАВНЕНИИ С ДРУГИМИ ВПАДИНАМИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Прикаспийская впадина принадлежит к особой категории региональных отрицательных платформенных структур и является экзогональной (краеугольной) впадиной Европейской платформы. Для нее характерны: аномально резкое погружение фундамента (до 20–23 км); появление в ее внутренних районах, тяготеющих к зонам региональных гравитационных максимумов, окон "базальтового" слоя, обусловленных практически полной переработкой "гранитного" слоя; существенное утонение "базальтового" слоя (до 6–9 км) и значительный подъем верхней мантии (до 26–30 км в зонах региональных гравитационных максимумов).

В составе платформенного чехла Прикаспийской впадины различают (для довизейских отложений условно) следующие структурные этажи:

- рифейский (в большей, северо-западной части впадины, принадлежавшей эпикарельскому составу Европейской платформы);
- нижнепалеозойский (в меньшей, юго-восточной части впадины, обладающей байкальским складчатым фундаментом и смежной с уралоидами и реннидами);
- эйфельско-триасовый (с эйфельско-турнейским, визейско-артинским, нижнепермским соленосным и верхнепермско-триасовым структурными подэтажами);
- юрско-палеогеновый;
- верхнеплиоцен-четвертичный.

В соответствии с весьма большой глубиной погружения фундамента общая максимальная мощность отложений платформенного чехла в Прикаспийской впадине аномально велика, несоизмерима с его мощностью на Русской плите и достигает 20–23 км. Глубина залегания подсолевых докунгурских отложений в центральных районах междуречья Урала и Волги на значительной территории превышает 10 км.

Несомненно, что недра такой глубочайшей платформенной депрессии заключают крупные и крупнейшие газовые и газоконденсатные месторождения. Однако к настоящему времени в составе ее надсолевых отложений изучены с разной степенью детальности кайнозойские и мезозойские, весьма ограниченно известны верхнепермские, а подсолевые отложения подсечены лишь единичными скважинами по ее окраинам.

Между тем экзогональные впадины Европейской платформы – Прикаспийская, Печорская и Североморская, лежащие на ее глубоко погруженных и интенсивно раздробленных внешних углах (соответственно на юго-восточном, северо-восточном и западном), являются ее крупнейшими нефтегазоносными провинциями и заключают введенные в эксплуатацию месторождения нефти или газа. Для общей оценки перспектив нефтегазоносности еще слабоизученных недр Прикаспийской впадины необходимо предпринять сравнительный анализ данных о нефтяных и газовых ресурсах подобных ей Печорской и Североморской впадин.

Из экзогональных впадин Европейской платформы наименее погружена Печорская, в пределах которой глубина залегания поверхности фундамента не превышает 7 км на континенте (в Большеземельской тундре) и 8–9 км в аква-

тории Баренцева моря, а максимальная глубина залегания подошвы отложений кунгура - 3,5-4 км. В составе ее платформенного чехла нефтегазоносными толщами служат: поддоманиковая (преимущественно терригенная), верхнедевонская (карбонатная), турнейская (карбонатно-терригенная), нижневизейская (терригенная), нижнепермская (сульфатно-карбонатно-терригенная) и верхнепермская (терригенная).

Основной из них является поддоманиковая продуктивная толща (песчаники эйфельского и живетского ярусов, пашийского и кыновского горизонтов), которая в южной, наиболее изученной, части Печорской впадины служит основным эксплуатационным и поисковым объектом на нефть и газ. Приуроченные к ней крупные месторождения нефти выявлены на намечающихся уже по подошве кунгура структурных террасах и осложняющих их локальных поднятиях (месторождения Западно-Тэбукское, Джьерское, Кынаюльское и др.), а также на цепочке пологих брахиантиклиналей Мичаю-Пашининской зоны, протягивающейся вдоль западного борта Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба (месторождения Мичаюское, Северо- и Восточносавиноборское, Пашининское).

Очень перспективны и структуры наиболее погруженной части Печорской впадины - территории Большеземельской тундры. В 1967-1968 гг. на Усинской структуре Колвинского вала из поддоманиковых отложений с глубины 3200 м был получен фонтанный приток легкой нефти с суточным дебитом 660 т. Крупные размеры этой структуры и достаточно большая мощность коллекторов позволяют высоко оценивать геологические запасы нефти Усинского месторождения. Весьма важное значение для определения перспектив нефтегазоносности Большеземельской тундры имело получение притока газа из триасовых отложений и легкой нефти из известняков нижней перми на Шапкинской структуре.

Наконец, в Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба выявлено Вуктыльское газоконденсатное месторождение, приуроченное к известнякам перми и карбона, что позволило ввести в строй магистральный газопровод "Сияние Севера" (Вассерман, 1969).

Еще более интересны данные о нефтегазоносности более погруженной Североморской впадины, значительная часть которой охвачена соляной тектоникой. В этой впадине глубина залегания поверхности фундамента превышает 8 км в низовьях Эльбы и 9 км в северной части п-ова Ютландия между поднятиями Рингкебинг-Фон и Вендиссел, а подошва соленосных отложений цехштейна опускается до глубины 8-9 км в ее наиболее погруженных районах.

В континентальной части Североморской впадины, преимущественно в пределах ФРГ и Нидерландов, в надсолевых отложениях нижнего триаса, средней юры и нижнего мела на локальных структурах, созданных соляной тектоникой, разрабатываются промышленные залежи нефти. Однако основные надежды на обнаружение значительных по запасам газовых и газоконденсатных месторождений в этой впадине, по-видимому, следует связывать с ее подсолевыми отложениями.

По берегам Северного моря уже давно эксплуатировались небольшие залежи нефти в отложениях карбона (на 12 мелких месторождениях Англии), небольшие залежи газа в карбонатных породах низов цехштейна (ФРГ, Нидерланды и Англия) и в отложениях триаса (ФРГ), а также залежи нефти в породах триаса (Англия), юры и мела (ФРГ и Нидерланды). При этом залежи нефти в отложениях юры и мела служили основной базой нефтяной промышленности ФРГ, обеспечивая суточную добычу, равную 68 тыс. баррелей.

Перспективы всего региона существенно изменились после того, как в 1959 г. в северной части Нидерландов, близ Гронингена, было открыто крупнейшее в Европе газовое месторождение Слохтерен, приуроченное к подсолевым песчаникам ротлигендеса. Запасы его достигали 1650 млрд. м³ и существенно изменили энергетический баланс всей Западной Европы. Несколько позднее на побережье Нидерландов и на Западно-Фризских островах обнаружены залежи газа в песчаниках ротлигендеса и в карбонатных породах низов солено-

ного цехштейна с общими запасами 14 млрд. м³, а в ФРГ – залежи газа в надсолевых песчаниках бунтзандштейна с общими запасами 71 млрд. м³.

Развернувшиеся затем в Северном море интенсивные поисково-разведочные работы в конце 1964 г. привели к открытию первой газовой залежи у берегов Англии в 42 милях к востоку от устья эстуарии Хамбер. К марту 1967 г. в море были уже пробурены или бурились 69 скважин: 55 – в английских водах, 2 – в норвежских, 1 – в датских и 11 – в водах ФРГ.

Разведанные запасы газа в английских водах Северного моря достигают 283 млрд. м³, а возможные его запасы могут составить 1130 млрд. м³ (Купер, Гескелл, 1968). Однако приведенные цифры явно занижены. Извлекаемые запасы газа составляют 567–850 млрд. м³, а его суточная добыча к 1970 г. достигла 113 млн. м³.

Основные залежи газа в Северном море приурочены к подсолевым песчанкам ротлигендеса. Промышленные притоки нефти в его пределах получены из известняков цехштейна пока только по единственной скважине, причем ее дебит достиг 52 т в сутки при дебите газа из тех же известняков до 200 тыс. м³ в сутки. Была доказана промышленная газоносность верхней части надсолевых отложений – пород палеогена в английских и норвежских водах северной части Северного моря. Так, в скважине, пробуренной в 240 км к юго-западу от г.Ставенгер, близ границы раздела английской и норвежской частей акватории Северного моря, был получен приток газа с дебитом свыше 1,1 млн. м³ в сутки и конденсата плотностью 0,775 г/см³ с дебитом более 318 м³/сутки.

Анализ результатов разведочных работ, проведенных в английских водах Северного моря, показал, что каждая третья скважина, а к югу от 54° с.ш. каждая вторая дает промышленный газ. Сейчас скважинами вскрыты перспективные на газ отложения карбона, а в районе Доггер-Банки, по непроверенным данным, даже отложения девона. Первым объектом исследований пока остаются подсолевые песчаники ротлигендеса, а дополнительными (в убывающем порядке) – отложения триаса (бунтзандштейна), юры, мела и кайнозоя. Однако не исключено, что при интенсивных геологоразведочных работах в северной части Северного моря этот порядок может измениться.

В континентальной части Североморской впадины в пределах ФРГ близ ее восточной границы (к северу от г.Зальцведель на территории ГДР) было открыто газовое месторождение Вустров. Скважина Вустров-1 пересекла соляной массив одноименного купола и вошла в газоносные подсолевые песчаники ротлигендеса. Несомненно, что на территории ГДР и Польши подсолевые отложения также весьма перспективны в нефтегазоносном отношении. Однако пока самые перспективные газоносные площади Североморской впадины, за исключением района Гронингена, лежат в ее наиболее погруженной части – в пределах Северного моря.

Переходя к Прикаспийской впадине, прежде всего следует отметить, что более чем за полувековую историю разведки и освоения нефтяных ресурсов в ее пределах было выявлено около 50 сравнительно небольших нефтяных месторождений. Они сосредоточены в районах, тяготеющих к низовьям Эмбы и Сагиза (промысловый район Южной Эмбы), к верховьям Уила (промысловый район Северной Эмбы) и к слиянию Эмбы и Темира. Лишь в последние годы все увереннее устанавливается промышленная нефтеносность северо-запада (Саратовское Заволжье) и юго-запада (Астраханская область) Прикаспийской впадины.

Пространственное размещение нефтяных месторождений в упомянутых районах Прикаспийской впадины определяется вовсе не тем, что именно в их пределах локальные структуры были наиболее благоприятны для формирования и сохранения промышленных залежей нефти, а исключительно тем, что поисково-разведочные работы сосредоточивались близ известных или в какой-то степени случайно выявленных промышленных месторождений нефти. Поэтому до сих пор остались практически совершенно не охваченными поисковым бурением северо-восточная и юго-западная части Прикаспийской впадины.

Долгие годы считалось, что промышленно нефтеносными отложениями в Прикаспийской впадине являются среднеюрские, неокомские и нижнеаптские, но теперь уже доказана нефтегазоносность нижней, большей по мощности, части разреза надсолевых отложений – пород триаса и верхней перми. Время накопления этих отложений соответствует главному этапу формирования локальных структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской впадине (Журавлев, 1969а,б).

По основанию вышележащих отложений мезозоя проходит принципиальный раздел в составе платформенного чехла Прикаспийской впадины – граница между ее эйфельско-триасовым и юрско-палеогеновым структурными этажами. Только на крайнем востоке Прикаспийской впадины, в районе слияния Эмбы и Темира, этот раздел приурочен к основанию отложений нижнего триаса, резко трансгрессивно и несогласно перекрывающих породы верхней перми в межкупольных депрессиях и породы келпоков вершин соляных массивов куполов. Однако непосредственно западнее упомянутому разделу отвечает уже основание песчано-галечниковой толщи низов юры. Возраст этой толщи по мере движения на запад повышается: на востоке Подуральского плато она относится к лейасу, на его западе – в основном к аалену и только самая нижняя часть ее может принадлежать лейасу, а самая верхняя – самым низам байоса; в промысловом районе Южной Эмбы она относится к аалену, а в Прикаспийской низменности – отчасти к аалену, но в основном к нижнему байосу (Журавлев, 1969).

Таким образом, нижняя граница юрско-палеогенового структурного этажа платформенного чехла Прикаспийской впадины скользящая. Соответственно с этим изменяется и стратиграфический диапазон подстилающей нижней, большей по мощности, части надсолевых отложений: на крайнем востоке Прикаспийской впадины она исключительно верхнепермская, западнее включает и породы триаса, а в Прикаспийской низменности также и отложения верхнетриасово-нижнеюрской аралсорской свиты (Шалья, Леонгардт, 1965; Эвентов и др., 1968).

Упомянутый раздел в составе надсолевых отложений достаточно определенно фиксируется сейсморазведкой МРНП – на региональных профилях ему отвечает граница между пологой "зеркальной" (мезо-кайнозойской) и заметно круто наклоненной "незеркальной" (верхнепермско-триасовой) толщами (Знаменский, Леонтьев и др., 1968; Знаменский, Хвиловицкий и др., 1968). Именно "незеркальная" толща заполняет пространство между соляными массивами куполов и залегает ниже уровня их вершин, причем ее основание часто достигает подсолевого ложа.

До недавнего времени разведочные работы на нефть в Прикаспийской впадине были не только сконцентрированы в ее отдельных районах, но и ориентированы исключительно на разведку "зеркальной" (мезо-кайнозойской) толщи над вершинами соляных массивов куполов. Погруженные участки крыльев соляных куполов оставались неизученными, совершенно неисследованными были пространства, разделяющие соляные купола, – межкупольные депрессии. Эти депрессии на глубине заполнены весьма мощными отложениями триаса и верхней перми. Так, например, на междуречье Урала и Волги в Аралсорской депрессии Аралсорская скважина прошла отложения триаса мощностью до 2850 м в интервале 2645–5492 м и была остановлена в отложениях верхней перми (Богачева и др., 1969). Еще большей (свыше 2900 м) является неполная мощность отложений триаса в Хобдинской опорной скважине на левобережье Киила в Каныкской депрессии – эта скважина вошла в отложения триаса на глубине 1104 м и была в них остановлена на глубине 4012 м (Эвентов и др., 1967).

Несомненно, что весьма мощные отложения триаса в верхней перми межкупольных депрессий Прикаспийской впадины – очень важный, но пока еще совершенно неиспользованный резерв расширения перспектив ее нефтегазоносности (Авров и др., 1969). Поэтому необходимо определить основные ти-

пы этих депрессий. Среди них можно различать (Журавлев, 1963, 1966): по отношению к глубине анализируемого среза – раскрытые и обрамленные; по отношению к соляным массивам куполов – симметричные и асимметричные; по отношению к подсолевому ложу – экранированные и сквозные.

Разделение межкупольных депрессий на раскрытые и обрамленные можно проводить либо применительно к основаниям структурных этажей, намечающихся в составе надсолевых отложений, либо по отношению к любым условно принятым уровням. Такое разделение позволит установить, к началу накопления каких отложений или на каком уровне те или иные межкупольные депрессии следует считать изолированными от смежных (обрамленных) или связанными с ними (раскрытыми).

Во внутренних районах Прикаспийской впадины все межкупольные депрессии на разной для каждой, но обычно значительной глубине, ограничены соляными массивами куполов и связующими их отрогами. Эти связки и соляные массивы образуют ячеи сети, в которых заключены обрамленные межкупольные депрессии. Напротив, по окраинам Прикаспийской впадины межкупольные депрессии обычно частично или полностью раскрыты.

По характеру залегания надсолевых отложений можно различать симметричные и асимметричные межкупольные депрессии. От центральных наиболее погруженных частей симметричных межкупольных депрессий выполняющие их надсолевые слои равномерно воздымаются к соляным массивам окружающих куполов. Наиболее погруженные части асимметричных межкупольных депрессий смещены к соляным массивам тех куполов, которые формировались активнее.

Межкупольные депрессии могут быть экранированными или сквозными. В экранированных межкупольных депрессиях выполняющие их отложения залегают на соли, а в сквозных они лежат либо на остаточных непластичных породах соленосной толщи, либо непосредственно на подсолевом ложе. Из сквозных межкупольных депрессий, соль, способная к пластическому перераспределению, практически нацело выжата в соляные массивы окружающих куполов.

Строение многих межкупольных депрессий Прикаспийской впадины на значительной глубине достаточно сложное. Соляные отроги, отходящие от соляных массивов куполов, обособляются во многих из них глубокие чаши. В некоторых межкупольных депрессиях намечаются рудиментарные соляные купола. Соляные отроги и рудиментарные соляные купола нередко обуславливают появление сбросов в надсолевых отложениях, выполняющих межкупольные депрессии. Судя по данным сейсморазведки, эти сбросы затухают на разной глубине, но иногда достигают дневной поверхности и даже находят отражение в современном рельефе (Журавлев, Соколова-Кочегарова, 1968).

Рудиментарные соляные купола выявлены во многих межкупольных депрессиях внутренних районов Прикаспийской впадины и на ее окраинах. Эти купола в разных частях впадины подобны не только по морфологии, но и по генезису: если для преобразования рудиментарных соляных куполов в нормально развитые на окраинах Прикаспийской впадины первоначальная мощность соли была слишком мала, то в межкупольных депрессиях внутренних районов Прикаспийской впадины соль была израсходована на формирование обрамляющих нормально развитых соляных куполов, а для активного развития рудиментарных соляных куполов оставшегося количества ее было явно недостаточно.

Большинство рудиментарных соляных куполов внутренних районов Прикаспийской впадины в отложениях мезозоя слабо выражены и затухают вверх по разрезу в разных горизонтах надсолевых отложений. Такая разновременность полного или почти полного прекращения развития рудиментарных соляных куполов определяется их приуроченностью к разным межкупольным депрессиям, которым присущи частные отличия внутреннего строения и истории формирования.

В некоторых сквозных межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины (преимущественно по ее окраинам, где первоначальная мощность соли была

относительно небольшой) имеются локальные положительные структуры другого типа – обращенные межкупольные поднятия (Авров и др., 1969; Журавлев, 1969а, б). Если рудиментарные соляные купола – глубокие, непрорванные, слабо активные соляные структуры, затухающие вверх по разрезу, то обращенные межкупольные поднятия – структуры пассивные и бескорневые, лишенные пластических соленосных толщ и затухающие вверх по разрезу. Они приурочены к прежним первичным участкам прогибания межкупольных депрессий, а время их заложения совпадает с развитием компенсационных мульд, сопряженных с соляными куполами.

Промышленная нефтегазоносность рудиментарных соляных куполов и обращенных межкупольных поднятий уже давно установлена в Североморской впадине (Журавлев, 1970). Перспективы нефтегазоносности аналогичных структур в Прикаспийской впадине еще предстоит определить, однако разведка такого типа структур (Кумсай, Луговое и др.) в восточной части Прикаспийской впадины пока не дала положительных результатов. Наиболее благоприятными, по-видимому, окажутся поиски крупных газовых и газоконденсатных залежей в низах надсолевого комплекса, на участках поднятий, обрамленных асимметричными сквозными межкупольными депрессиями. Однако основные перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины, несомненно, связаны с подсолевыми отложениями. Об этом свидетельствуют не только открытия газоконденсатного Оренбургского месторождения, но и получение промышленных притоков газа на Милорадовской площади, газа с конденсатом и нефтью – Западно-Тепловской и Гремячинской площадях, нефти – на Карпенской, Кенки-янской, Каратюбинской, Ташлинской и других площадях.

Нефте- и газопроявления установлены в пределах впадины во всей вскрытой части подсолевого разреза от девонской системы до низов кунгурского яруса нижней перми включительно.

Подсолевой осадочный комплекс Прикаспийской впадины включает породы верхнего протерозоя и почти всего палеозоя до нижней части кунгурского яруса. Как показывает анализ палеогеографической обстановки юго-восточной части Европейской платформы, большая часть этого комплекса представлена морскими фациями, в восточных и южных частях впадины развиты преимущественно терригенные, а в северных и западных – карбонатные толщи.

В составе подсолевого палеозоя для северной части Прикаспийской впадины по аналогии с Волго-Уральской провинцией выявлено шесть литолого-стратиграфических комплексов, каждый из которых можно рассматривать как перспективный в отношении нефтеносности и газоносности: терригенный комплекс среднего девона и нижнефранского подъяруса; карбонатный комплекс верхнего девона и нижнего карбона; терригенный комплекс нижнего карбона; карбонатный комплекс нижнего и среднего карбона; терригенный комплекс среднего карбона; карбонатный комплекс среднего – верхнего карбона и нижней перми.

Оценивая перспективы газоносности подсолевых (а во внутренних районах Прикаспийской впадины и низов надсолевых) отложений, приходится считаться с техническими возможностями современного бурения. В Прикаспийской впадине подсолевое ложе залегает на глубинах менее 6 км в пределах полосы шириной от 75 до 100 км вдоль системы кулисных краевых швов ее восточного ограничения (к югу от Актюбинского Приуралья) и в пределах полосы шириной от 50 до 75 км вдоль Жадовского и Заволжского разломов внутреннего ограничения Прикаспийской впадины. Именно на этих полосах необходимо выбрать оптимальные места заложения глубоких скважин, которые помимо определения стратиграфии и литологии докунгурских отложений должны выяснить перспективы их нефтегазоносности.

Как показывают данные сейсморазведки, по мере приближения к южному борту Прикаспийской впадины – к краевым погребенным поднятиям подсолевого ложа – глубина залегания поверхности фундамента резко возрастает и со-

ответственно существенно увеличивается мощность отложений подсолевого палеозоя (Авров и др., 1965а, б; Авров, Жолтаев и др., 1969; Куни, Сапожников, 1969). Так же ощутимо мощность подсолевых палеозойских отложений увеличивается по направлению к восточному кулисному краевому шву восточного ограничения Европейской платформы, лежащему на южном продолжении Сакмарско-Кокпектинского разлома.

Следовательно, вдоль южного и восточного бортов Прикаспийской впадины существует зона перикратонного опускания. По внешней периферии этой зоны мощность отложений подсолевого палеозоя последовательно уменьшается, а в глубь Прикаспийской впадины вновь возрастает. Именно полоса их перегиба весьма перспективна в отношении газоносности. В пределах этой зоны бурилась Биюкальская скважина, которая в точном соответствии с данными сейсморазведки вошла в подсолевые отложения. Во вскрытом разрезе подсолевого палеозоя мощностью около 1150 м в интервале от 4950 до 5914 м по геолого-геофизическим данным выделены 13 пластов, представляющих интерес на нефть и газ. В процессе бурения в этих горизонтах отмечались повышенные газопоказания и разгазирования глинистого раствора с уменьшением его удельного веса от 1,8 до 1,4 г/см³.

В северной части этой зоны весьма перспективны участки Кенкияк, Акжара-Каратюбе и др. Подсолевое поднятие Кенкияк, по данным сейсморазведки, представляет собой брахиантиклиналь широтного простирания, ориентировочные размеры которой 11 × 9 км² при амплитуде более 300 м. При бурении скв. 88 из подсолевых нижнепермских отложений был получен приток нефти дебитом 25 т/сут. С целью дальнейшего изучения нефтеносности подсолевых отложений, уточнения и оконтуривания выявленной залежи на Кенкияке заложен ряд поисковых скважин с проектными глубинами от 4500 до 5000 м. Почти все они уже вскрыли подсолевые отложения, причем во всех скважинах отмечались нефть – и газопроявления, что свидетельствует о наличии на Кенкиякской площади нефтяного месторождения.

Очень интересные и важные результаты были получены в северной бортовой зоне на Западно-Тепловской площади. В этом районе проводятся геофизические работы и глубокое бурение. Здесь почти во всех скважинах при прохождении ими пород подсолевого комплекса отмечались разные по интенсивности нефтегазопроявления, но сколько-нибудь значительных притоков нефти и газа пока не получено. Причин тому много и они разные: сложное геологическое строение, слабая геологическая эффективность применявшихся геофизических методов, пониженные значения пластовых давлений в породах-коллекторах. Последнее приводило к значительным поглощениям промывочной жидкости, к оттеснению углеводородов от стволов скважин и большой глинизации стенок последних. Однако в скв. 5, расположенной в зоне бортового уступа, на глубине 2821 м из низов кунгурского яруса (филипповский горизонт) началось мощное фонтанирование. При диаметре штуцера 32 мм дебит газа составил 580 тыс. м³/сут, конденсата – 207 т/сут. При углублении скважины до 2891 м она вскрыла следующий более мощный горизонт, приуроченный к артинскому ярусу нижней перми. Дебит газа из него при диаметре штуцера 19 мм составил 324 м³/сут. После проведения кислотной обработки этого пласта приток газа почти удвоился и достиг 610 м³/сут. В целом на кубометр газа приходится около 240 см³ конденсата.

Указанные данные свидетельствуют, что на этой площади есть, по-видимому, значительное газоконденсатное месторождение. На Западно-Тепловской площади дополнительно пробурены 16 скважин, предусмотренные комплексным планом освоения северной прибортовой зоны. Эта площадь и вся примыкающая к ней с запада и востока территория северного борта Прикаспийской впадины представляют первоочередной интерес для дальнейших поисков газоконденсатных и газонефтяных месторождений в подсолевых палеозойских отложениях.

Помимо упомянутой полосы весьма интересными объектами для поисков залежей газа и газоконденсата, приуроченных к отложениям подсолевого палеозоя, являются: на северо-востоке Прикаспийской впадины – площади, тяготеющие к доказанно газоносному Мертвосольскому (Соль-Илецкому) блоку, а на востоке Прикаспийской впадины – Караулкельдинское поднятие (Авров и др., 1965а, б).

При должном объеме глубокого поисково-разведочного бурения, направленного на изучение главным образом подсолевых отложений, будет окончательно ликвидирована та диспропорция, которая существует между реальной и весьма небольшой в общем балансе нашей страны добычей нефти и газа в Прикаспийской впадине и еще не вовлеченными в разведку вероятными весьма значительными запасами газа и газоконденсата в ее недрах.

Литература

- Авров П.Я., Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Журавлев В.С., Мулдакулов Г.Г., Фоменко К.Е., Шлезингер А.Е. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям. – Геотектоника, 1965а, № 1.
- Авров П.Я., Булекбаев З.Е. и др. Перспективы нефтегазонасности подсолевых отложений восточной и юго-восточной частей Прикаспийской впадины. – Нефтегазовая геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 12, 1965б.
- Авров В.Л., Булекбаев З.Е. и др. Межкулольные поднятия восточной окраины Прикаспийской впадины и перспективы их нефтегазонасности. – Геол. нефти и газа, 1969, № 11.
- Авров П.Я., Жолтаев Г.Ж. и др. О перспективах поисков залежей нефти и газа в надсолевых пермских отложениях на востоке Прикаспийской синеклизы. – В кн.: Пермский триас Русской платформы в связи с его нефтегазонасностью. – Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.А. Губкина, вып. 83, 1969.
- Богачева М.И., Васильев Ю.М. и др. Новые данные о триасовых и верхнепермских отложениях Русской платформы, полученные в связи с бурением Аралсорской сверхглубокой скважины. – В кн.: Пермский триас Русской платформы в связи с его нефтегазонасностью. – Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 83, 1969.
- Вассерман Б.Я. Основные результаты геологоразведочных работ и наиболее перспективные направления поисков крупных газовых месторождений в Тимано-Печорской нефтегазонасной провинции. – В кн.: Освоение Вуктыльского газоконденсатного месторождения и развитие газовой промышленности Коми АССР. М., Изд-во ВНИИГАЗПРОМ, 1969.
- Журавлев В.С. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 92).
- Журавлев В.С. Классификация локальных структур Прикаспийской впадины. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана, сб. 3, 1966. Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Журавлев В.С. Главный этап формирования соляных куполов и связанные с ними закономерности размещения залежей нефти и газа в Прикаспийской и Польско-Германской экзогенальных впадинах. – В кн.: Солянокупольные регионы СССР. (Материалы второго симпозиума по соляной тектонике, ч. I). Киев, "Наукова думка", 1969а.
- Журавлев В.С. Роль конседиментационной тектоники в распределении фаций и мощностей пермских и триасовых отложений Прикаспийской впадины. – В кн.: Пермский триас Русской платформы в связи с его нефтегазонасностью. Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 83, 1969б.
- Журавлев В.С. Тектоника и нефтегазонасность Североморской и Прикаспийской впадин. – В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях СССР. – Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 97, 1970.
- Журавлев В.С., Соколова – Кочегарова А.А. Геоморфологические признаки сбросовой сети в межкулольных депрессиях восточной части Прикаспийской впадины. – В кн.: Геоморфологический анализ при геологических исследованиях Прикаспийской впадины. М., Изд-во МГУ, 1968.
- Знаменский В.В., Леонтьев Д.Н. и др. Глубинное строение Темир-Итгасайской зоны по данным МРНП. – Нефтегазовая геол. и геофиз., научно-техн. сб. 6, 1968.

- Знаменский В.В., Хвиловицкий М.О. и др. Результаты глубинных исследований МРНП по маршруту Актюбинск - Арал-Сор. - Нефтегазовая геол. и геофиз., научн.-техн. сб. 11, 1968.
- Кунин Н.Я., Саложников Р.Б. К вопросу о тектонике, перспективах нефтегазоносности и природе магнитных и гравитационных аномалий Южно-Эмбенского района. - В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Кулер Б., Гескелл Т.Ф. Есть ли нефть в Северном море? М., "Мир", 1968.
- Шаля А.А., Леонгардт Н.И. Новые данные о строении мезозойских отложений междуречья Волги и Урала. - В кн.: Материалы по геологии газонасыщенных районов Советского Союза. Труды Всесоюзного научн.-исслед. ин-та природного газа, вып.25 (33), 1965.
- Эвентов Я.С., Иванов Ю.А. и др. Проблема нефтегазоносности подсолевых отложений Северного Прикаспия. - В кн.: Основные результаты научно-исследовательских работ ВНИГНИ. Труды ВНИГНИ, вып. 78, 1968.
- Эвентов Я.С., Ясенева М.А. и др. Разрез надсолевых отложений в восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума. - В кн.: Геологическое строение юго-восточных районов Русской платформы и перспективы их на нефть и газ. Труды ВНИГНИ, вып. 50, 1967.

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОН НЕФТЕГАЗОАКОПЛЕНИЯ В ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОКА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Имя В.С. Журавлева связано с изучением очень сложных в геологическом отношении, но перспективных с точки зрения поисков залежей нефти и газа краевых зон Восточно-Европейской платформы, выделенных им в единый тектонический тип экзогональных впадин. Данный В.С. Журавлевым блестящий сравнительный анализ тектоники и истории развития указанных структур не только создает надежную основу для познания их общих перспектив нефтегазоносности, но и дает ключ к оценке нефтегеологических предпосылок отдельных районов этих обширных территорий.

В.С. Журавлев очень много работал в Прикаспийской впадине и непосредственно в ее юго-восточной части. В настоящее время этот район является первоочередным объектом, где решаются проблемы подсоловой нефти Прикаспийской впадины в целом. Вот почему очень важно, используя геологическое наследие В.С. Журавлева, оценить структурные условия для образования здесь возможных зон нефтегазоаккумуляции, особенно в свете проведенного им сравнительного тектонического анализа однотипных регионов.

Юго-восточная часть Прикаспийской впадины в общем структурном плане региона охватывает территорию, непосредственно примыкающую к герцинским складчатым сооружениям западных зон Урала и Южно-Эмбенского регионального максимума. Она имеет четкие ограничения только со стороны названных складчатых областей, границы ее с центральными районами Прикаспийской впадины довольно условные.

На севере юго-восточная часть Прикаспийской впадины ограничена Актюбинским Приуральем, в тектоническом отношении представляющим южное погруженное окончание Зилайского синклинория, отдаленного от восточной окраины впадины погребенными разломами типа краевых швов, прослеживающимися лишь в подсоловых отложениях. Как самостоятельный структурный элемент Актюбинское Приуралье отражается только в мощности артинско-ассельских образований, достигающей в наиболее прогнутых центральных районах 5000 м и более. В пределах юго-востока Прикаспийской впадины их мощность не превышает 750 м.

По вышележащим образованиям столь резкой границы между указанными тектоническими элементами не установлено, так как начиная с кунгура юго-западная часть Актюбинского Приуралья была втянута в общее погружение, связанное с основным этапом формирования Прикаспийской впадины, которое контролировало распределение мощностей последующих отложений. Однако характер залегания надсоловых отложений (особенно пород верхней перми и нижнего триаса) позволяет наметить границу между Актюбинским Приуральем и юго-восточной частью Прикаспийской впадины.

На территории последней по геофизическим и буровым данным в пределах межкупольных депрессий прослеживаются глубокие компенсационные муьды и обращенные поднятия, образование которых связано с проявлениями соляной тектоники. Эти структуры полностью отсутствуют в синклинальных зонах складок Актюбинского Приуралья, сформированных главным образом за счет интенсивной складчатости, проявившейся на рубеже ранне- и позднепермского

времени. Указанное различие в характере строения верхнепермских и нижнетриасовых отложений, наблюдаемое в пределах рассматриваемых регионов, позволяет довольно уверенно наметить границу между ними. Так, восточные складки южного окончания Актюбинского Приуралья протягиваются до широты станции Кандагач, а западные затухают несколько севернее (см. рисунок).

Фациальный состав нижнепермских и, возможно, верхнекаменноугольных отложений, развитых южнее станции Кандагач, имеет некоторое сходство с однообразными образованиями Актюбинского Приуралья, но отличается от них преобладанием отсортированного не флишеподобного терригенного материала. В Актюбинском Приуралье километровые молассовидные толщи нижней перми — верхнего карбона залегают на граувакковой формации нижнего карбона, а в пределах юго-востока Прикаспийской впадины разновозрастные терригенные породы располагаются уже на платформенных отложениях. На это указывают отмеченные различия в фациальном составе вскрытых отложений и в истории формирования локальных структур, развитых в Актюбинском Приуралье и на территориях, находящейся южнее станции Кандагач, а также строение выявленного Имбекского выступа фундамента. Последний четко ограничивает с юга антиклинальные зоны Актюбинского Приуралья и, возможно, погребенное продолжение Зилаирского синклиория.

В пределах северо-восточной части выступа мощность молассовидных отложений нижней перми — верхнего карбона резко сокращается, и происходит коренное изменение формационного состава нижнекаменноугольных отложений.

Южнее станции Кандагач юго-восточная окраина Прикаспийской впадины отделена от сильно дислоцированных палеозойских отложений Западного Примугоджарья Ащисайским краевым швом. Вдоль зоны этого разлома происходит выклинивание мощной (до 2–3 км) толщи отложений верхней перми и кунгура, отсутствующей в Западном Примугоджарье (Авров и др., 1969). Южнее широты Жанажольского поднятия (до бассейна р. Манысай) намечается продолжение Ащисайского разлома по характеру изменения гравитационного и магнитного полей, в пределах которых отложения кунгура и красноцветы верхней перми, как и в более северных районах, выклиниваются (Варенцов, Авров, 1970).

К юго-востоку от верховьев Манысай граница юго-восточной окраины Прикаспийской впадины представлена другим прямолинейным отрезком краевого шва, являющимся кулисообразным продолжением Ащисайского разлома. Этот шов прослежен по 20 сейсморазведочным профилям и ограничивает с северо-востока Южно-Эмбенский сквозной авлакоген (Журавлев, 1972). Последний, возможно, открывался в Уральскую геосинклиналь, так как складчатая зона граувакковых толщ верхов девона и низов карбона Южно-Эмбенского регионального максимума непосредственно примыкает к южной части Западного Примугоджарья, которая в свою очередь представляет погруженное продолжение Уралтауского антиклинория.

Таким образом, юго-восточная часть Прикаспийской впадины четко ограничивается от сопредельных складчатых зон кулисными швами. При достаточных расстояниях между такими швами намечаются участки постепенного перехода от платформы к смежной геосинклинальной области, внешние края которой лежат на раздробленном и глубоко погруженном платформенном фундаменте (Яншин, 1962). Заключительная орогеническая стадия развития геосинклинальных областей в частях, прилегающих к зонам кулисного сопряжения с платформой, была сильно редуцирована, в результате чего в этих зонах краевые прогибы не возникали. Процессы, связанные со складчатостью, привели лишь к подъему платформенной юго-восточной части Прикаспийской впадины, а общая компенсация, по-видимому, разрешалась неравномерным по амплитуде погружением под геосинклинальные отложения "клавиш" фундамента, разделенные кулисными краевыми швами (Журавлев, 1965; Zhuravlew, 1965).

Указанное ограничение юго-восточной окраины Прикаспийской впадины от сопредельных складчатых областей, как это впервые отметил В.С. Журавлев,

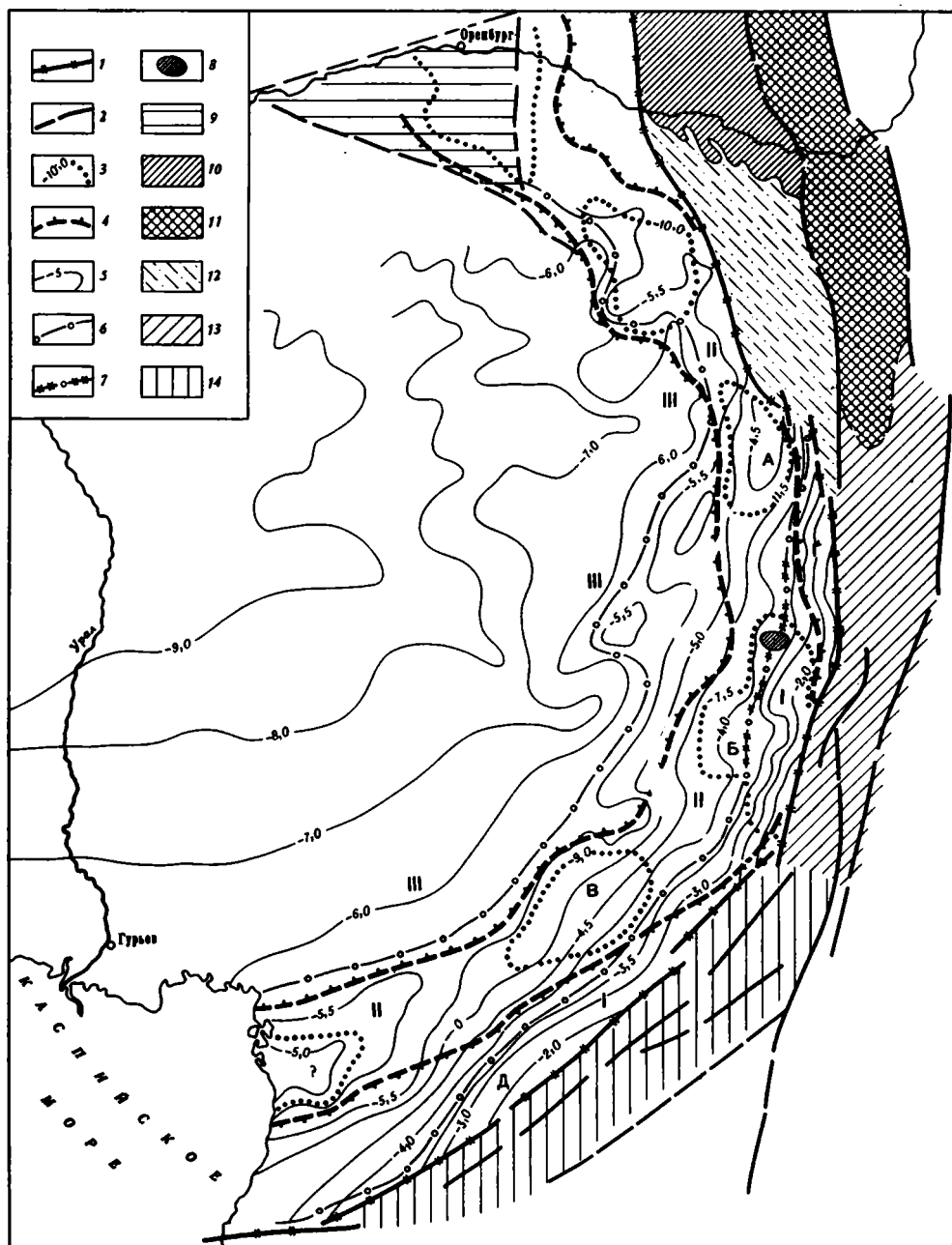


Схема тектонического районирования юго-востока Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям. Составил В.П. Авров с использованием данных В.С. Журавлева

1 - краевые швы Восточно-Европейской платформы; 2 - региональные разломы; 3 - изогипсы поверхности фундамента; 4 - контуры выступов фундамента; 5 - изогипсы поверхности подсолевого ложа; 6 - границы структурных элементов по подсолевому ложу; 7 - отдельные флексуры по подсолевым горизонтам (P_1 и P_2); 8 - отдельные подсолевые поднятия. Районы: 9 - Соль-Илецкий блок, 10 - Зилаирский синклиниорий, 11 - Уралтауский антиклинарий, 12 - зона складок Актюбинского Приуралья, 13 - Западное Примугод-

весьма типично для экзогональных впадин. Кулисные краевые швы характерны не только для юго-востока Прикаспия, но и для юго-запада Североморской экзогональной впадины. При этом районы экзогональных впадин, примыкающие к складчатым областям, по мнению В.С. Журавлева наиболее благоприятны для поисков месторождений нефти и газа в подсолевых отложениях вследствие наиболее приподнятого регионального структурного положения и отсутствия в их пределах типичных краевых прогибов.

Высокие перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений уже доказаны в пределах юго-западного сегмента Североморской экзогональной впадины, где выявлено самое крупное газовое месторождение в Западной Европе — Гронинген, приуроченное к песчаникам ротлигендеса (Van der Laan, 1968). Благоприятные нефтегеологические предпосылки для открытия крупных промышленных скоплений нефти и газа в подсолевых образованиях имеются и в пределах юго-востока Прикаспийской экзогональной впадины. Во всех пробуренных здесь единичных скважинах, вскрывших подсолевые отложения на различную глубину, наблюдались многочисленные нефтегазопоявления, охватывающие широкий стратиграфический диапазон от девона до нижней перми. Причем, на подсолевых структурах Кенкияк, Биикжал, Остансук, Жанажол и Каратобе были отмечены такие интенсивные нефтегазопоявления, которые осложнили дальнейшую проводку скважин.

В скв. 88-П, вскрывшей подсолевые отложения в пределах подсолевой структуры Кенкияк, через затрубное пространство между бурильными трубами и колонной был получен устойчивый фонтанный приток (22,5–24,4 м³/сутки при 8-миллиметровом штуцере) легкой малосернистой нефти с удельным весом 0,82 г/м³. В скв. 90-П, расположенной примерно в равных структурных условиях, вскрыто более 150 м нефтенасыщенных песчаников.

Следовательно, уже сейчас по единичным пробуренным подсолевым скважинам можно говорить о региональной нефтегазоносности подсолевых отложений, о наличии в их разрезе благоприятных коллекторских толщ для промышленных скоплений нефти и газа, о надежной покрывке, какой являются кунгурские соленосные отложения.

Геологическое строение юго-восточной окраины Прикаспийской впадины выгодно отличается от остальных ее бортовых частей относительно приподнятым структурным положением. В настоящее время на долю указанной территории приходится более 60% площади, доступной для разбуривания подсолевых образований. В разрезе подсолевых отложений прослеживается до пяти сейсмических горизонтов (P_1 , P_2 , P_2^1 , P_3 , Ф), анализ которых совместно с данными глубокого бурения позволяет представить строение поверхности и внутреннюю структуру подсолевого комплекса пород и тем самым определить структурные условия для образования здесь зон нефтегазонакопления. На данном этапе изучения в толще палеозойских подсолевых образований можно выделить два структурных яруса, которые характеризуются региональными структурными планами и отражают определенные этапы развития данной территории.

Нижний структурный ярус охватывает осадочные отложения от нижнего палеозоя до девона включительно. Структурный план этих отложений характеризуется преломляющим горизонтом Ф с граничной скоростью 6200–7200 м/сек,

(Продолжение подписи схемы)

жарье, 14 — погребенная складчатая зона Южно-Эмбенского сквозного авлакогена

Структурные элементы нижнего структурного яруса. Сводовые поднятия: А — Имбекско-Сарбласское, Б — Айшуак-Телеумбетское, В — Эмбенское. Прогобы: Г — Шенгельши-Теректысайский, Д — Южно-Эмбенский.

Структурные элементы верхнего структурного яруса: I — борт; II — бортовой склон; III — Центральная юго-восточная часть Прикаспийской впадины

соответствующим поверхности кристаллического фундамента, и отражающим горизонтом P_3 , который в прослеженной части во многом повторяет структуру указанного выше горизонта. Горизонт P_3 в данное время не стратифицирован, он прослеживается в наиболее изученных и относительно приподнятых районах восточной окраины Прикаспийской впадины.

С целью определения его стратиграфического уровня методом схождения была построена схема мощностей между сейсмическими горизонтами P_1 и P_3 , и полученные результаты сопоставлены с данными наиболее изученных районов Волго-Уральской области. Оказалось, что суммарные мощности отложений от артинских до девонских включительно в восточных районах Волго-Урала имеют тот же порядок изменения (от 2900 до 4500 м), что и мощности пород, заключенных между горизонтами P_1 и P_3 . Учитывая, что горизонт P_1 на значительной территории юго-востока Прикаспия приурочен к кровле размытых артинских отложений, горизонт P_3 можно условно стратифицировать как подошву девонских отложений.

Мощности отложений, заключенных между горизонтами P_3 и Φ , где они прослеживаются совместно, изменяются в широких пределах — от 2000 до 6000 м. На структурных схемах по этим горизонтам выделяются Имбекский приподнятый блок фундамента и Имбекско-Сарбласское сводовое поднятие, которое не фиксируется по вышележащим сейсмическим горизонтам.

Исходя из анализа строения указанных горизонтов, а также распределения мощностей подсолевых отложений, заключенных между фундаментом и подсолевым ложем, в пределах юго-востока можно выделить следующие крупные положительные структурные элементы: Имбекско-Сарбласское, Айшуак-Телеумбетсайское и Эмбенское сводовые поднятия, соизмеримые с Пермским, Башкирским и другими сводами Волго-Уральской области.

Все выделенные поднятия имеют общее основание, которому соответствует обширный выступ фундамента, осложненный приподнятыми блоками. Систему этих поднятий целесообразно выделить в единое крупное краевое Юго-Восточное мегаподнятия (Зубов и др., 1972; Абрикосов и др., 1972). Являясь крайним юго-восточным структурным элементом Восточно-Европейской платформы, это мегаподнятия во многом определяло характер южного окончания западных зон Урала и их соотношение с Южно-Эмбенским сквозным авлакогеном.

От сопредельных складчатых зон указанная система поднятий отделена глубоко погруженными вытянутыми вдоль их простираия прогибами: Шенгельши-Теректысайским и Южно-Эмбенским (Авров и др., 1969). Резкое увеличение в их пределах суммарных мощностей подсолевых палеозойских отложений долгое время объяснялось тем, что эти прогибы являются продолжением Предуральского краевого прогиба (Арабаджи и др., 1965; Замаренов и др., 1965). Однако данные скважин Г-7 (Джалансанд)¹, П-38 (Останук), Г-2 (Алибекмола), Г-89 (Кенкияк), П-25 (Каратюбе), Г-3 (Туресай) показали отсутствие в них мощных отложений верхнего карбона и нижней перми, выполняющих Предуральский краевой прогиб.

По мнению Е.В. Павловского (1959), М.В. Муратова и др. (1962), данные прогибы в настоящее время относятся к юго-восточной зоне перикратонного опускания (Азнабаев, 1967; Авров и др., 1969), так как они отражают характер взаимосвязи края платформы с геосинклиналью во время начального этапа развития последней. От центральных районов Прикаспийской впадины мегаподнятия отделено зоной резкого погружения фундамента, в пределах которой, насколько это можно судить из региональных сейсмопрофилей, происходит быстрое наращивание отложений нижнего и среднего палеозоя.

Верхний структурный ярус подсолевых образований включает осадочный комплекс отложения от нижнекаменноугольных до артинских включительно. Строение этого комплекса хорошо отражают сейсмические горизонты P_2 , P_2^1 и P_1 .

¹ В скобках указаны названия куполов.

Нижние отражающие горизонты P_2 и P_2^1 , которым соответствует преломляющий горизонт с граничной скоростью 6,0–6,9 м/сек, очевидно, располагаются в нижней части каменноугольного разреза отложений (Авров и др., 1965; Дальян, Посадская, 1972). Наиболее отчетливо эти горизонты прослежены на территории восточной окраины Прикаспийской впадины. В пределах южной части данные горизонты вследствие ухудшения сейсмогеологических условий прослеживаются спорадически.

Более широко распространен на описываемой площади отражающий горизонт P_1 , которому соответствует преломляющий горизонт с граничной скоростью 5,0–5,4 км/сек. В пределах восточной части от краевого Ашисайского разлома до меридиана соляных куполов Аккудук – Кенкияк – Чиркала и Дюркуль этот горизонт приурочен к стратиграфически разновозрастной поверхности пород от нижнекаменноугольных (Джалансаид, скв. 7) до артинских включительно. Западнее названного меридиана указанный горизонт совпадает с кровлей размытых артинских образований.

Кроме этого горизонта, отражающего современную поверхность подсолевых отложений, в сводах соляных куполов (Кенкияк, Каратюбе, Акжара, Курсай) прослеживается горизонт P , или VII (?), который по данным бурения соответствует верхней части нижней терригенно-сульфатной толщи кунгура. Этот отражающий горизонт отличается характерной динамической записью на временных сейсмических разрезах, характеризуется зональным распространением и обладает экранирующими свойствами. Наиболее широко он распространен в южной части территории (купола Пустынный, Терензюок, Каратон и др.), где по нему отчетливо прослеживается приподнятый Каратон–Терензюокский блок.

В соответствии с особенностями строения перечисленных сейсмических горизонтов современный региональный план верхнего структурного яруса подсолевых отложений характеризуется общим погружением к центральным частям Прикаспийской впадины. Погружение носит сложный дифференцированный характер, в результате которого наблюдаются зоны резкой смены градиентов падения подсолевых отложений, заключенных между горизонтами P_1 и P_2 . По наклону указанных горизонтов здесь можно выделить следующие региональные структуры зоны: юго-восточный борт, юго-восточный склон и прилегающую к ним юго-восточную центральную часть Прикаспийской впадины. Выявленные зоны отличаются собственным градиентом погружения подсолевых образований, определенным типом локальных структур и отделены одна от другой региональными флексурами.

Градиент падения подсолевых отложений верхнего структурного яруса вдоль юго-восточной окраины самый различный. Наиболее пологое погружение к центральным районам впадины наблюдается там, где близко к краевым швам подходят положительные структурные элементы нижнего яруса. В результате этого наблюдаются зоны резкой смены падения подсолевого ложа вкрест простирания юго-восточного борта. Эти зоны осложнены флексурами, которым на глубине соответствуют, очевидно, разломы фундамента, и характеризуются определенным расположением локальных подсолевых поднятий и соляных куполов. В настоящее время можно четко выделить две группы подсолевых и соляных структур, располагающихся вкрест простирания борта – это Кенкияк–Шенгельская и Локтыбай–Каратюбинская структуры.

Выявленные на территории борта подсолевые поднятия, большинству которых соответствуют соляные диапиры, представляют собой антиклинали, располагающиеся вдоль его простирания. Структуры, находящиеся ближе к краевым швам, особенно в восточной части, характеризуются увеличенными амплитудами (до 500–700 м) за счет тангенциальных движений со стороны сопредельных складчатых зон. По мере уменьшения к югу амплитуды надвига складчатых зон на территорию восточной окраины уменьшается и амплитуда подсолевых структур, расположенных в непосредственной близости от краевых швов.

Выделенные подсолевые структуры в пределах юго-восточного склона отличаются уже более изометрическими очертаниями, различной ориентировкой, более сложным соотношением с соляными диапирами и достигают иногда очень крупных размеров. Примером последних может служить Каратон-Теренгузюкский блок, состоящий из отдельных локальных поднятий и приподнятых моноклиналей, осложненных соляными диапирами, или пологое Караулкельдинское сводовое поднятие, в пределах которого располагается семейство соляных структур. Наблюдаются здесь и крупные протяженные подсолевые валы, охватывающие несколько соляных куполов, такие, как Шубар-Кудук, Киндысай, Акжар-Илеймесаймак и др.

Подсолевые структуры, расположенные в пределах смежных районов борта и склона, наиболее отчетливо прослеживаются по нижним сейсмическим горизонтам (P_2 и P_3), по которым они имеют большую амплитуду и размеры (Варенцов, Авров, 1970). Это положение подтверждается и результатами бурения на структуре Кенкияк. Данное локальное поднятие по размытой поверхности подсолевых отложений имеет амплитуду не более 130 м, а по продуктивному горизонту, залегающему ниже указанной поверхности примерно на 150 м, она достигает более 250.

Очевидно подсолевые структуры древнего заложения с глубиной будут иметь более контрастную амплитуду, чем по горизонту P_1 . Поэтому при подготовке структур для поискового глубокого бурения необходимо исследовать не только горизонт P_1 , соответствующий размытой поверхности подсолевых отложений, но и изучать более глубокие горизонты P_2 , P_1^1 и P_3 , по которым можно более достоверно выявить подсолевые поднятия. Это особенно важно для районов, где наблюдается резкое несогласие региональных планов нижнего и верхнего структурных ярусов.

Сравнивая строение двух структурных ярусов, необходимо отметить общее несоответствие одного яруса другому, что обусловлено сложной историей тектонического развития данного региона. Нижний структурный ярус отражает особенности развития исследуемой территории в нижнем и среднем палеозое, когда происходили заложение и собственный геосинклинальный этап развития сопредельных складчатых зон Урала и Южно-Эмбенского регионального максимума. Выявленные в нижнем ярусе крупные структурные элементы по характеру строения напоминают аналогичные структуры Русской плиты, развитые за пределами Прикаспийской впадины в районах, прилегающих к западным зонам Урала.

Верхний структурный ярус охватывает комплекс отложений от каменноугольных до нижнепермских (кунгурских) образований. Строение этого комплекса пород определено значительным периодом развития сопредельных складчатых зон, а также основным этапом формирования Прикаспийской впадины. Современный структурный план подсолевого ложа в основном обусловлен всей суммой тектонических движений, происходивших от кунгура до четвертичного периода включительно, в то время как внутренняя структура верхнепалеозойских подсолевых отложений во многом испытала еще влияние крупных структурных элементов нижнего яруса.

С целью определения этого влияния на особенности формирования регионального плана верхнего структурного яруса в наиболее изученных восточных районах была составлена серия карт мощностей между горизонтами P_1 и P_2 , а также P_1 и P_3 методом схождения. Это помогло сразу же исключить имеющееся региональное погружение подсолевых отложений к центральным частям Прикаспийской впадины, обусловленное кунгуро-мезозойским прогибанием.

Анализ полученной серии карт показал следующее: региональный план нижнего структурного яруса отчетливо прослеживается по отложениям, заключенным между горизонтами P_1 и P_3 , P_2 и P_3 ; менее отчетливо структурные элементы нижнего яруса прослеживаются по комплексу отложений, наблюдаю-

шихся между горизонтами P_1 и P_2 , и вовсе не отражаются в современном строении подсолевого ложа.

На данном этапе освоения подсолевых образований наиболее интересен в отношении поисков нефти и газа региональный план, вырисовывающийся по характеру изменения мощностей отложений, заключенных между горизонтами P_1 и P_2 , так как он во многом отражает палеотектонические условия формирования здесь зон нефтегазоаккумуляции. Этот палеотектонический план определяется постепенным наращиванием мощностей верхнепалеозойских подсолевых отложений к центральному, юго-западному и северо-западному районам Прикаспийской впадины.

Наименьшие мощности отложений наблюдаются в районе Жанажольской, Чудовской, Четырлинской и Телеумбетской соляных структур. Зоны указанного изменения мощности усложняются отдельными зонами их резкого увеличения. Наиболее четко это увеличение мощностей прослеживается вдоль юго-восточного борта и склона, менее отчетливо – вкост их простираения. Зонам резкого изменения мощностей соответствуют флексуры, фиксирующиеся на структурных схемах по сейсмическим горизонтам P_1 и P_2 .

Указанное обстоятельство подтверждается материалами глубокого бурения на подсолевой структуре Кенкияк, расположенной в пределах аналогичной региональной флексуры. Согласно данным бурения мощность вскрытых здесь аргинских отложений изменяется в широтном направлении на расстоянии 7 км от 120 до 450 м. Особенно резко разрез подсолевых верхнепалеозойских отложений наращивается к центральным районам Прикаспийской впадины после пересечения краевых поднятий и выступов фундамента, выявленных по нижнему структурному ярусу.

Проведенное тектоническое районирование подсолевых отложений с учетом серии карт мощностей, отражающих палеотектонические условия формирования современного структурного плана, а также палеогеографических особенностей строения подсолевого ложа позволило полнее оценить структурные предпосылки для формирования зон нефтегазоаккумуляции. Последние в соответствии с комплексным анализом всего имеющегося материала об особенностях строения и развития региона должны быть приурочены:

- 1) по нижнепермским отложениям – к зонам резкого изменения мощностей, наблюдающихся в пределах границ отдельных блоков борта и склона и прослеживающихся по подсолевому ложу и сейсмическому горизонту P_2 . Общий региональный наклон горизонтов внутри подсолевых верхнепалеозойских отложений был определен уже в начале кунгурского века и существенно не менялся до настоящего времени.

Региональные флексуры и ступени по горизонтам P_1 и P_2 осложнены валами и поднятиями, который длительное время занимали приподнятое положение по отношению к центральным, северо-западным и юго-западным районам Прикаспийской впадины. Такое выгодное структурное положение создавало благоприятные условия для широкой латеральной миграции сюда углеводородов из указанных частей Прикаспийской впадины;

- 2) по отложениям карбона и девона зоны нефтегазоаккумуляции могут быть обнаружены в первую очередь в пределах выявленных краевых поднятий и выступов фундамента, где отмечаются сокращенные разрезы нижнепермских отложений и относительно небольшие глубины залегания подсолевого ложа. Наиболее благоприятными районами для сохранения зон нефтегазоаккумуляции являются, очевидно, их юго-восточные ограничения. Территория последних в меньшей степени, чем западные и северо-западные окраины краевых поднятий, подверглась опусканию к центральным районам впадины во время формирования верхнего структурного яруса подсолевых отложений и Прикаспийской впадины в целом в период кунгуро-верхнепермского этапа развития. В настоящее время указанные районы занимают приподнятое положение. На протяжении всей палеозойской истории они всегда граничили с обширной погруженной зоной Южно-

Эмбенского перикратонного опускания, в пределах которой существовали наиболее благоприятные и длительные условия для генерации углеводородов.

Проведенное нефтегеологическое районирование с учетом палеотектонических особенностей региона позволяет дать не только общую оценку рассматриваемой территории, но и выделить перспективные структуры по нижнепермским, каменноугольным и девонским отложениям из расчета бурения скважин на глубину 5,0–5,5 км.

По нижнепермским отложениям такими объектами должны стать подсолевые структуры, расположенные в районах соляных куполов Карабулак – Аккудук, Аккум – Арансай, Кенкияк, Урихтау – Кожасай, Каратобе – Кинджай, Караоба – Такыр, Шулькра – Коктюбе и Пустынный – Теренъюзук – Каратон. В пределах последних залежи нефти и газа могут быть выявлены не только в артинских отложениях, но и в нижней терригенно-сульфатной толще кунгура, которая здесь имеет значительную мощность и, возможно, более благоприятный разрез для нефтегазоаккумуляции, чем в восточных районах Прикаспийской впадины.

По каменноугольным отложениям первоочередными объектами являются районы следующих соляных структур: Остансук – Толдышоки, Урихтау – Курган, Мортук – Саркрамabas – Жанажол, Синельниковское – Чудовское – Ащиккуль, Жанатан – Кумкудукоба, Локтыбай – Шатырлысай, Тускум – Тобускен.

Девонские отложения в пределах юго-восточной окраины при глубине скважины 5,0–5,5 км могут быть вскрыты в первую очередь в пределах районов соляных структур Жанажол, Урихтау, Синельниковское, Чудовское, Куантай, Жанатан. По аналогии с восточными районами Волго-Уральской области эти отложения должны быть заведомо нефтегазоносными.

Литература

- Абрикосов И.Х., Алексин А.Г., Кожевников И.И. и др. Методические основы поисков месторождений нефти и газа. М., 1972.
- Авров В.П., Булехбаев З.Е., Гареецкий Р.Г., Дальян И.Б., Мулдакулов Г.Г., Шлезингер А.Е. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы. – В сб.: Методика и результаты комплексных геоблизких геофизических исследований. Л., "Недра", 1969.
- Авров В.П., Булехбаев З.Е., Гареецкий Р.Г., Дальян И.Б., Журавлев В.С., Мулдакулов Г.Г., Фоменко К.Е., Шлезингер А.Е. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям. – Геотектоника, 1965, № 1.
- Азнабаев Э.К. О зоне сочленения Западного Примугоджарья с Южно-Эмбенским поднятием и перспективах ее нефтегазоносности. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1967, № 1.
- Арабадж М.С., Васильев Ю.М., Мильничук В.С., Чарыгин М.М. О продолжении Предуральского краевого прогиба в пределах Прикаспийской впадины. – Сов. геол., 1965, № 7.
- Варенцов М.И., Авров В.П. Тектоника и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Прикаспийской впадины и характер ее сочленения с северо-западной окраиной Туранской плиты. – В сб.: Тектонические особенности нефтегазоносных впадин севера Туранской плиты. М., "Наука", 1970.
- Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата, "Наука", 1972.
- Журавлев В.С. Тектонические ограничения платформ. Автореф. докл. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 4, 1965.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Замаренов А.К., Живодеров А.Б., Волож Ю.А., Тайнин Л.П. Тектоника Западного Примугоджарья и оценка перспектив нефтегазоносности подсолевых верхнепалеозойских отложений. – Сов. геол., 1965, № 8.

- Зубов И.П., Кунин Н.Я., Волож Ю.А., Певзнер Л.А., Шиммер В.А. Новые данные о строении Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности. – Сов. геол., 1972, № 11.
- Муратов М.В., Михунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. – Изв. высших учебн. завед., Геол. и разв., 1962, № 11.
- Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий – платформенные структуры первого порядка. – Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Яншин А.Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. – В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Zhurawlew W.S. Vergleichende Tektonik der Petschora-Kaspi und Polnisch-Norddeutschen Senke (Bau- und Entwicklungsgeschichte), Geologie, Bd. 14, H. 1, 1965.
- Van der Laan G. Physical properties of the reservoir and volume of gas initially in place. – In: Symposium on the Groningen gas field (15–16 March 1968). – Verhandel Koninkl. nederl. geol. en mijnbouw. Genoot. Geol., ser. 25, 1968.

Р. А. Гафаров

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская (Русская, или Европейская) платформа относится к наиболее полно изученным тектонотипам древних платформ. Сопоставление и комплексный анализ данных региональных и геофизических исследований совместно с данными бурения и геологии докембрия щитов на примере Восточно-Европейской платформы – одной из крупнейших структур земной коры – имеет важное методическое значение для решения основных проблем сравнительной тектоники древних платформ.

Классическими ранними исследованиями такого рода являются работы А.Д. Архангельского (1940) и Н.С. Шатского (1946). В последующие годы анализ данных региональных геофизических исследований и бурения на платформе с целью установления особенностей основных тектонических структур фундамента проведен Э.Э. Фотиади (1958), А.А. Борисовым (1962), Р.А. Гафаровым (1963, 1971, 1973), Н.В. Невוליным и др. (1968), В.Н. Зандером и др. (1967). Важные обобщения о строении и составе фундамента Русской плиты были выполнены в течение ряда последних лет А.А. Богдановым (1964, 1967); С.В. Богдановой, Т.А. Лапинской, Н.В. Подоба (1971), Л.А. Варданянцем (Варданянц, Тихомиров, 1970), В.С. Журавлевым (1964, 1972), В.А. Дедеевым (1972), К.О.Кратцем и С.Б. Лобач-Жученко (1972), М.В. Муратовым (1966, 1970) и др. С проблемой возраста и строения фундамента тесно связаны вопросы о положении и характере границ платформы, в особенности ее краевых, или экзогональных, впадин (Прикаспийской, Печорской, Североморской), которые особенно полно разрабатывались В.С. Журавлевым (1964, 1972).

Современный период изучения тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы характеризуется грандиозным размахом геолого-геофизических исследований. Материалы бурения на платформе позволили составить геологические и петрографические карты фундамента многих районов Русской плиты (Богданова и др., 1971; Зандер и др., 1967; и др.). Совместно с разнообразными геофизическими данными они служат основой широких обобщений о составе, строении и возрасте фундамента Восточно-Европейской платформы (Неволин и др., 1968; Гафаров, 1971, 1973; Дедеев, 1972).

Большая работа по составлению макета внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы проведена при втором издании Международной тектонической карты Европы. Однако многие вопросы тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы еще недостаточно разработаны, в их числе такие, как основные закономерности пространственного и временного развития крупнейших структурных элементов фундамента, роль горизонтальных движений при его формировании, соотношение глубинной и поверхностной структур платформы и многие другие.

Общая характеристика фундамента Восточно-Европейской платформы

В пределах Балтийского щита метаморфизованные складчатые комплексы архейского и нижне-среднепротерозойского возраста, а также разновозрастные интрузии разного состава образуют ряд тектонических зон. В восточной части

Балтийского щита выделяются Карельская и Кольская зоны карельской складчатости, разделенные Беломорским массивом – беломоридами. Возраст беломорид 2600–2700 млн. лет и около 3000 млн. лет возраст основных пород (Герлинг и др., 1972; Кратц, Лобач–Жученко, 1972). Наиболее характерные особенности Беломорского массива – сложные (часто куполовидные) глубинные структурные формы гнейсов, купола, овалы различной ориентировки, четко выделяющие этот массив среди линейных складчатых зон карелид. Карельская и Кольская зоны отличаются сложным и многоярусным строением. В их пределах выделяются полосы синклиновых структур, сложенных дислоцированными осадочно–вулканогенными породами нижнего и среднего протерозоя (возраст ранних и поздних карелид соответственно 2600–2000 и 2000–1750 млн. лет), и разделяющие их крупные антиклинальные поднятия архейских и нижнепротерозойских гранито–гнейсов и гранитоидов (кольская серия и др.).

В центральных и западных частях Балтийского щита (Южная Финляндия и Швеция) выделяется складчатая система свекофеннид, сложенных мощным комплексом гнейсов, сланцев и т.д. (лептитовая формация), которые синхронны с карелидами по возрасту – 1750–1800 млн. лет (Кратц, Лобач–Жученко, 1972; Велин, 1972). В окраинной юго–западной части Балтийского щита, в области Южной Швеции, развиты своеобразные образования готского комплекса (возраст их 1700–1200 млн. лет), представленные различными гранитами (часто типа рапакиви) и толщами осадочно–вулканогенных пород. Возраст порядка 800–1000 млн. лет отвечает, по–видимому, лишь времени гранитизации и метаморфизма свекофеннских комплексов.

В составе докембрия Украинского щита выделяются архейские образования (конско–верховцевская и бутская серии; Семененко, 1964; Козловская и др., 1971), имеющие возраст 2600–3600 млн. лет и образующие древние ядра (днеприды) в области криворожской (свекофенно–карельской) складчатости. Наиболее крупные из них – Приднепровский массив, сложенный эффузивно–осадочной конско–верховцевской серией (около 3–3,6 млрд. лет), и Подольский массив гнейсов бутской серии (2,6 млрд. лет). Раннепротерозойские складчатые образования (2100–2600 млн. лет, аналоги ранних карелид Балтийского щита) распространены в пределах Украинского щита наиболее широко и выражены узкими линейными складками с преобладающим северо–западным простиранием. В центральных районах щита (Среднее Приднепровье) четко выделяются линейные субмеридиональные зоны железисто–кремнистых и вулканогенных формаций криворожской железорудной серии (криворожско–кремнчугская серия, 1700–2000 млн. лет), отличающиеся сложным чешуйчато–моноклиновым строением. В северо–западной части Украинского щита развиты осадочно–вулканогенные отложения овручского комплекса (1300–1500 млн. лет; Семененко, 1964) и граниты типа рапакиви (Коростенский плутон), которые уверенно сопоставляются с готским комплексом Балтийского щита (Богданов, 1967).

Обширные петрографические и геохронологические исследования фундамента Русской плиты по керну скважин (Варданыц, Тихомиров, 1970; Веселовская, 1968; Богданова и др., 1971) позволили произвести стратиграфическое и структурное расчленение фундамента на ряд складчатых комплексов. Архейский комплекс представлен биотитовыми, амфиболитовыми и пироксеновыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами, часто многократно гранитизированными, мигматизированными и диафторически переработанными (обоянская, отрадненская серии и т.п.; Богданова и др., 1971; и др.). Характерно широкое развитие в составе комплекса пород чарнокитовой серии и, наконец, повсеместное присутствие биотит–гранат–силлиманитовых или ксанитовых плагиогнейсов и сланцев, часто со значительным содержанием графита.

Протерозойские образования (курская, сармановская серии и т.п.; Богданова и др., 1971) в фундаменте плиты весьма разнообразны и труднее сопоставимы. В центральных и восточных частях Русской плиты для нижнего протерозоя очень характерны турмалинсодержащие слюдистые, серицитовые

сланцы и кварцито-сланцы, аналоги которых можно найти в различных свитах курской серии Курской магнитной аномалии.

В фундаменте восточной части Воронежской антеклизы прослеживается зона развития среднепротерозойских складчатых толщ воронцовской серии (Зайцев и др., 1970). Осадочно-вулканогенные комплексы воронцовской серии (поздние свекофенно-карелиды, 1750–2000 млн. лет) прорваны микроклиновыми гранитами и характеризуются широким развитием в их составе посторогенных интрузий основных и ультраосновных пород.

Фундамент Русской плиты повсеместно интенсивно гранитизирован. Наиболее интенсивно гранитизация проявилась в процессе свекофенно-карельской складчатости, сформировавшей фундамент эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы.

В пределах северо-восточного внешнего угла платформы на Тимане и полуостровах Канин и Рыбачий обнажаются рифейские складчатые образования фундамента, представленные разнообразными сланцами, кварцитами, песчаниками и доломитами, мощность которых на Среднем Тимане 13–14 км (Журавлёв, 1972). Рифейские складчатые комплексы Тимана прорваны многочисленными основными и кислыми интрузиями и обнаруживают отчетливую тектоническую зональность, которая обуславливает значительное увеличение степени их метаморфизма и дислоцированности по мере движения с юго-запада на северо-восток.

Внутреннее строение фундамента Восточно-Европейской платформы

Строение и состав фундамента платформы отражают гравитационные и особенно магнитные аномалии различного типа. Аномальное магнитное поле Восточно-Европейской платформы характеризуется развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных зонами полосовых максимумов и минимумов. Важно отметить, что аномальные магнитные поля Балтийского и Украинского шитов и Русской плиты принципиально сходны; развитые в их пределах зоны мозаичных и полосовых магнитных аномалий коррелируются между собой. Область байкалит Тимана и Большеземельской тундры отличается иным типом магнитного поля, выраженного Тиманским региональным минимумом и Большеземельской зоной полосовых магнитных аномалий, образующих общую систему северо-западных простираций.

Балтийский шит

Основные складчатые зоны докембрия Балтийского шита четко отражаются в региональных магнитных и гравитационных полях. В пределах восточной части Балтийского шита выделяется ряд зон аномального магнитного поля, соответствующих Кольской и Карельской складчатым системам карелид и Беломорскому массиву архея.

Выделяющиеся в пределах Кольской зоны Печенгско-Варзугский и Кольско-Кейвский синклиналии, а также ограничивающий ее Мурманский массив отчетливо отражаются в магнитном поле в виде систем полосовых аномалий. В пределах Печенгско-Варзугского синклиналя в магнитном поле вырисовываются Печенгский и Имандра-Варзугский зеленокаменные прогибы, весьма сходные по составу слагающих их вулканогенно-осадочных формаций и особенностям глубинного строения. Оба прогиба характеризуются, по данным ГСЗ (Литвиненко, 1968), моноклинальным чешуйчатым строением, сформировались в зоне глубинного надвига непосредственно на поверхности "базальтового" слоя. В составе Кольско-Кейвского синклиналя особенно ярко выделяется большой Кейвский магнитный максимум, который четко отмечает зеленокаменный прогиб Больших Кейв. Мурманский массив архейских гнейсов, амфиболитов и гранодиоритов

отличается крупными полосовыми магнитными аномалиями (Мурманская и др.), которые, по-видимому, отражают здесь комплексы карелид, погребенные под маломощным тектоническим покровом пород архея.

Беломорский массив архейских гнейсов и амфиболитов, характеризующийся сложными куполовидными формами (Шуркин, 1968; Стенарь, 1972), очерчивается пониженным мозаичным магнитным полем и региональным максимумом силы тяжести. Границы Беломорского массива с Кольской и Карельской зонами карелид выражены крупнейшими в восточной части Балтийского щита глубинными разломами, наклоненными на юго-запад (Шуркин, 1968). Складчатая зона карелид Карелии ярко отображается системой полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. Интенсивными линейными магнитными максимумами с резкими градиентами фиксируются осадочно-вулканогенные и железорудные серии ранних карелид (гимольская и др.), слагающие ряд крупных синклиналий (Восточно-Карельский, Западно-Карельский и др.), характеризующихся сложным чешуйчато-моноклинальным строением.

На западе Балтийского щита складчатая система свекофеннид Швеции и Финляндии отличается сложно ветвящимися дугообразными зонами магнитных аномалий, огибающими участки пониженного магнитного поля. Последние отвечают здесь многочисленным массивам гранитоидов. Массив древних серых и красных гнейсов Юго-Западной Швеции, характеризующийся куполовидными формами и подвергшийся глыбовому дроблению (Кратц, Лобач-Жученко, 1972), отображается пониженным мозаичным магнитным полем. По характеристике в магнитном поле он сходен с Беломорским массивом.

Таким образом, крупные массивы гнейсов архея Балтийского щита (Беломорский, Центрально-Финляндский, Южно-Шведский и др.) характеризуются пониженным мозаичным магнитным полем и ярко выделяются тем самым среди опоясывающих складчатых зон свекофенно-карелид с их протяженными системами полосовых максимумов и минимумов.

Зоны магнитных аномалий всей западной части щита (области свекофеннид, массив гнейсов Швеции и юго-западный район Норвегии) распространяются с тем же простираем, не меняя характера, в пределы зоны каледонид Норвегии. Следовательно, каледониды не отражаются в магнитном поле. Аномалии магнитного поля в их пределах выявляют состав и строение подстилающих комплексов докембрия западной части щита, перекрытых покровами каледонид и выступающих на поверхность в многочисленных тектонических окнах (Ромбак и многие другие). Изучение магнитных аномалий позволяет коррелировать их внутреннее строение с таковым зон западной части щита.

Таким образом, северо-западная граница и окраина платформы в значительной степени перекрыты норвежскими каледонидами. Размах горизонтальных перемещений каледонских складчатых сооружений достигает 100–150 км на всем протяжении.

Русская плита

На простираем складчатых зон и массивов докембрия Балтийского щита в составе фундамента Русской плиты прослеживаются, по данным аэромагнитной съемки и бурения, линейные складчатые зоны свекофенно-карелид и крупные угловатые массивы гнейсов архея. Прямым продолжением линейных магнитных аномалий Кольской зоны карелид служат ярко выделяющиеся полосовые магнитные максимумы и минимумы Мезенско-Вычегодской зоны (Гафаров, 1963). На юго-восточном продолжении Беломорского массива в бассейне Северной Двины выделяется область пониженного мозаичного магнитного поля, очерчивающая, по-видимому, крупный гетерогенный массив архея. На простираем Карельской складчатой зоны прослеживаются дугообразные Онего-Вагская и Валдайская погребенные зоны карелид, обращенные выпуклостью на восток и прилегающие с севера к субширотной Московской зоне. К юго-востоку от

Финского залива область пониженного мозаичного магнитного поля очерчивает Новгородский погребенный массив гнейсов архея и микроклиновых гранитов (Гафаров, 1963).

На продолжении к югу складчатой системы свекофеннид Швеции и Финляндии прослеживаются сложно ветвящиеся изогнутые зоны субширотного и северо-западного простирания, которые опоясывают ряд небольших массивов архея, выделяющихся в пределах Прибалтики (Даугавпилский, Паневежский и др.), на северо-востоке Польши (Мазовецкий, Поморский, Добжинский), и, наконец, предполагаемый Североморский массив в пределах западного внешнего угла платформы. Эти массивы ограничиваются с юго-запада протяженной Висленско-Днестровской зоной с полосовыми аномалиями, прослеживающейся вдоль юго-западного края эпикарельской Восточно-Европейской платформы. По магнитным данным, следовательно, отчетливо определяется юго-западный край эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы и стык его с эпипалеозойским (местами байкальским) фундаментом Польско-Германской впадины (Журавлев, 1972).

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украинского щита выделяется ряд типов магнитных полей: 1) массив древнейших гнейсов конско-верховцевской серии Среднего Приднепровья (2600–3600 млн. лет; Семенов, 1964) с характерными куполовидными структурами и его погребенные северное и южное продолжения, отмечающиеся мозаичным полем; 2) аналогичное мозаичное, в целом более повышенное магнитное поле над Подольским массивом в юго-западной части щита и над его погруженной под чехол частью; 3) доминирующие в центральной части Украинского щита интенсивные полосовые магнитные максимумы, которые фиксируют зоны развития железорудных комплексов криворожской серии (криворожско-кремневуцкой и др.). Эти максимумы характеризуются, по данным ГСЗ, повышенной мощностью земной коры (до 60–65 км; Соллогуб, 1970).

Сопоставление основных массивов и зон Украинского щита с магнитными полями позволяет проследить их погребенное продолжение и глубинные разломы за пределами выходов складчатого докембрия (на севере вплоть до сочленения с зонами КМА). Это указывает на общность тектонического строения докембрия в пределах щита и в прилегающих впадинах, где он входит в состав фундамента. Грандиозная система Курских магнитных аномалий ярко вырисовывает зону развития магнетитовых кварцитов курской серии, слагающих узкие синклинии (Зайцев и др., 1970).

В центральных районах Русской плиты выделяется крупная субширотная Московская система полосовых магнитных аномалий, отображающих складчатую зону карелид. На востоке платформы эта система аномалий расходится в виде обширной виргации, включающей ряд протяженных дугообразных зон карелид (Рязано-Саратовская, Кировско-Сыктывкарская, Казанско-Владимирская, Камско-Вятская и др.), которые обращены выпуклостью на восток и разделены архейскими срединными массивами. Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский и другие архейские массивы сложены основными гнейсами и кристаллическими сланцами отрадненской серии, а также высокоглиноземистыми гнейсами большечеремшанской серии (Богданова и др., 1971) и выделяются здесь повышенными мозаичными магнитными и гравитационными полями.

Среди зон карелид особенно четким полосовым магнитным полем характеризуются протяженные Рязано-Саратовская и Камско-Вятская зоны, в пределах которых в ряде пунктов вскрыты складчатые комплексы нижнего протерозоя и установлена насыщенность их бластомилонитами. По магнитным аномалиям карельский фундамент восточной части платформы прослеживается на 50–80 км в восточном направлении под надвигами складчатого палеозоя западного склона Урала и доходит до зоны хр. Уралтау.

Фундамент юго-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы, занятого Прикаспийской впадиной, слагает обширный массив (Гафаров, 1973). Он отмечается областью отрицательного мозаичного магнитного поля и обте-

кается со всех сторон линейными складчатыми зонами карелид (Токаревско-Уфимская, Эмбенская и др.). Наблюдения методом глубинного сейсмического зондирования обнаруживают утонение и выклинивание "гранитного" слоя и выступы "базальтового" слоя в отдельных районах Прикаспийского массива. Глубина поверхности Мохоровичича в пределах Прикаспийской впадины изменяется от 40 км на ее бортах до 26–28 км в зонах Хобдинского и Арал-Сорского максимумов силы тяжести (Гарецкий и др., 1972; Журавлев, 1972).

В пределах северо-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы сланцы Тимана, полуостровов Канина и Рыбачьего, являющиеся практически немагнитными породами, на всем протяжении оконтуриваются полосовым региональным магнитным минимумом. Последний охватывает и западную половину Печорской впадины, указывая таким образом, что фундамент этой ее части сложен сходными рифейскими метаморфическими толщами (Журавлев, 1972). Система полосовых магнитных аномалий Большеземельской тундры и Предуралья отображает осадочно-вулканогенные комплексы эвгеосинклинальной зоны байкалид северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы. На основании данных морской геологии и геофизики установлено подводное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры, которое может быть прослежено далеко за пределы юго-западной части акватории Баренцева моря.

Основные проблемы строения фундамента Восточно-Европейской платформы

Анализ данных глубокого бурения, региональных геофизических исследований и определений радиометрического возраста пород свидетельствует, что складчатый фундамент Русской плиты столь же гетерогенен по тектонической структуре, как Балтийский и Украинский щиты.

По особенностям внутреннего строения и геофизической характеристике выделяются несколько основных типов архейских массивов фундамента. Большинство из них, очевидно, представляют собой крупные древнейшие массивы ранней консолидации (докарельские ядра), а также их отдельные блоки (обломки беломорид), но преимущественно они являются остовами крупнейших складчатых структур.

Архейские массивы в составе области свекофенно-карельской складчатости испытали разнообразную переработку. По разной степени переработки среди них отчетливо выделяются как непереработанные массивы (Приднепровский, Подольский, Беломорско-Северо-Двинский, массивы зоны КМА и др.), так и массивы, интенсивно переработанные в процессе карельской складчатости. Во втором случае массивы образованы сложными полиметаморфическими комплексами, включающими как комплексы архея, так и ряд продуктов его диафорической переработки и повторной гранитизации.

Между разнообразными складчатыми зонами свекофенно-карелид фундамента разных районов платформы наблюдаются (по данным бурения) различия в составе и строении слагающих их вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов, в интенсивности магматизма и т.д. Однако совершенно определенно видно единство общей направленности тектонического развития, выражающееся в сходстве тектонических структур, в однотипности формаций и в магнитных аномалиях.

Большой интерес представляет структурный анализ пространственных закономерностей размещения складчатых зон свекофенно-карелид. В их расположении и ориентировке в фундаменте платформы намечаются интересные и важные закономерности: сочленяясь одна с другой по простиранию и образуя обширные виргации против углов архейских массивов, эти зоны составляют огромные прямолинейные и дугообразные, сложно ветвящиеся складчатые системы. В ячеях виргаций этих систем располагаются древние массивы, архейский возраст которых во многих случаях доказан бурением. В восточной и северной частях

платформы эти дугообразные системы обращены выпуклостью на восток, в центральной части платформы, в полосе от Москвы до г. Великие Луки и Полоцк (к западу от которых доминируют уже зоны юго-западного простираения) они сходятся, но уже с субширотным простираением. В южной части Восточно-Европейской платформы, в пределах Украинского щита, его склонов и зоны КМА доминируют север-северо-западные простираения линейных складчатых зон карелид, сложно сочленяющихся на севере с Московской субширотной зоной. В западной части платформы свекофенниды Балтийского щита и их погребенное продолжение под платформенным чехлом к югу характеризуются ветвящимися, сильно изгибающимися и петельчатыми складчатыми зонами (при преобладании их северо-западной ориентировки), часто образующими сложные узлы и сочленения.

Подобные закономерности строения дают основание предполагать крупнейшие тектонические скупивания складчатых комплексов фундамента западной части платформы в процессе свекофенно-карельской складчатости. Это предположение подтверждается данными о специфике строения и развития зоны свекофеннид Швеции и Финляндии, характеризующихся грандиозными масштабами процессов гранитизации, обусловленными образованием поздне-свекофеннских гранитоидов (1700–1800 млн. лет; Кратц, Лобач-Жученко, 1972; Муратов, 1970). В готскую тектоническую эпоху (1700–1200 млн. лет; Богданов, 1967) фундамента западной части платформы испытал интенсивное глыбовое дробление, сопровождавшееся формированием гранитов типа рапакиви. На востоке платформы эта эпоха ознаменовалась формированием шитов и разделяющих их самых ранних (среднерифейских) авлакогенов (Богданов, 1967).

При рассмотрении внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы обращает внимание большая роль протяженных разломов в ограничении основных зон и массивов. Общие черты строения фундамента платформы, его глыбовая структура, по-видимому, в значительной мере предопределяются пространственным расположением глубинных разломов, образующих несколько протяженных систем, крупнейшими из которых на платформе являются Рязано-Саратовская, Московско-Кировско-Сыктывкарская, Мезенско-Вычегодская, Сухонская, Криворожско-Кременчутская, Южно-Шведская и др.

Структурные геолого-геофизические исследования в пределах шитов выявили особенности глубинного строения многих зон разломов. Как было установлено данными ГСЗ на Балтийском и Украинском щитах, в строении складчатых зон свекофенно-карелид большую роль играют надвиги и крупные надвиговые структуры, непосредственно связанные с глубинными зонами земной коры и верхней мантии (Имандра-Варзутский, Криворожско-Кременчутский глубинные надвиги и др.). Строение складчатых зон во многих районах определяют обширные сложные чешуйчатые моноклинали ранних и поздних карелид (Печенгский, Имандра-Варзутский, Восточно-Карельский, Криворожско-Кременчутский прогибы; Литвиненко, 1968; Новикова, 1971; и др.). Чрезвычайно важными и интересными в этом отношении являются немногие пока данные о крупных шарьяжных перекрытиях (покровах) в строении складчатого фундамента, выявленных на Балтийском щите (Мурманский массив, Ладожские купола и др.), и больших сдвиговых смещениях по глубинным разломам. Такого рода структуры широко развиты, по-видимому, в фундаменте Русской плиты. В частности, о них, возможно, свидетельствуют определенные закономерности размещения архейских массивов и характер сочленения складчатых зон в восточных и центральных частях платформы. Эти данные показывают большую роль надвигового и сдвигового структурообразования в формировании фундамента платформы.

Сопоставление внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы со структурой его поверхности и чехла позволяет установить явную приуроченность по положению и простираению рифейских желобообразных прогибов – авлакогенов (Пачелмский, Оршанский, Кажимский, Калтасинский и другие) к линейным складчатым зонам свекофенно-карелид. Следовательно, структуры начальных этапов формирования платформенного чехла обнаруживают весь-

ма определенные и однозначные соотношения по положению и простирацию со складчатыми зонами фундамента (Яншин, 1965). В этом, вероятно, заключается их теснейшая связь со структурными формами фундамента платформ, четко проявляются основные закономерности соотношения поверхностной и глубинной структур Восточно-Европейской платформы.

Литература

- Архангельский А.Д. О строении Русской платформы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 3–5, 1940.
- Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). – Сов. геол., 1964, № 9.
- Богданов А.А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. – Вестн. МГУ, серия геол., 1967, № 1.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А., Подоба Н.В. Петрофизическая характеристика фундамента. – В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра", 1971.
- Борисов А.А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. – Сов. геол., 1962, № 1.
- Варданянц Л.А. и др. Докембрийский магматизм Русской платформы. – В сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Велин Э. Свекофенская складчатая зона в Северной Швеции. – Геотектоника, 1972, № 5.
- Веселовская М.М. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 7.
- Гарецкий Р.Г., Голов А.А., Журавлев В.С., Неволлин Н.В., Самодуров В.И., Фоменко Е.К., Эвентов Я.С., Яншин А.Л. Глубочайшая впадина древних платформ – Прикаспийская. – В кн.: Тектоника. (Международ. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов). М., "Наука", 1972.
- Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Гафаров Р.А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария. – В кн.: Глубинная тектоника древних платформ. М., "Наука", 1971.
- Гафаров Р.А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука", 1973.
- Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М., Кольцова Т.В. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. – В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972.
- Дедеев В.А. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. – Геотектоника, 1972, № 3.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. – В кн.: Деформации пород и тектоника. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., "Наука", 1964.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Зайцев Ю.С., Агейкин А.С., Голышкина Р.И., Шибанов В.М. Новые данные по геологии докембрия юго-востока Воронежского кристаллического массива. – В сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н., Дедеев В.А. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., "Недра", 1967.
- Козловская А.Н., Распопова М.Г., Гладкий В.Н., Гуревич Б.Л., Чирвинская М.В. К вопросу о строении докембрийского фундамента территории Украины и Молдавии. – Сов. геол., 1971, № 6.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Главные черты геологической эволюции территории Балтийского щита в докембрии. – В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972.
- Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. – В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. – Изв. высших учебн. завед., геол. и разв. 1966, № 3.

- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. – Геотектоника, 1970, № 2.
- Неволин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.А. и др. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., "Наука", 1968.
- Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., "Наука", 1971.
- Семененко Н.П. Украинский щит. – В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука", 1964.
- Соллогуб В.Б. Структура земной коры Украины. – Геофиз. сб., № 38. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). – Геотектоника, 1972, № 5.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. – Труды ВНИИГеофизики, вып. 4, 1958.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. – В сб.: Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. – В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Янишин А.Л. Тектоническое строение Евразии. – Геотектоника, 1965, № 5.

М. И. Островский

СТРУКТУРНАЯ ЭТАЖНОСТЬ ЧЕХЛА ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Новый фактический материал о глубинном строении и истории формирования региональных дислокаций, включающий и данные о циклической смене формаций, позволяет обосновать главные структурные подразделения платформенного чехла. Результаты исследований в этом направлении (Островский, 1970) оказались довольно близки к классическим разработкам структурных соотношений геосинклинальных областей (М.Бертран, Г.Штилле, С.Н. Бубнов, Н.С. Шатский, А.А. Богданов, М.В. Муратов, В.Е. Хаин, А.Л. Яншин) и экзогональных впадин Восточно-Европейской платформы (В.С. Журавлев). В таксономическом ряду структурных единиц чехла платформы отчетливо выделяются надэтажи, этажи и подэтажи.

Структурные надэтажи – рифейский и эпирифейский (вендско-фанерозойский), соизмеримые по возрасту слагающих образований (около 970 и 680 млн. лет), обособляются по главенствующему типу крупнейших отрицательных форм (авлакогены или синеклизы).

Смысловое значение термина "структурный этаж" определено А.А. Богдановым (1968) как комплекс толщ или серий горных пород различного стратиграфического объема, связанных между собой единством структурного плана, специфическими формами тектонических нарушений, вполне определенной связью с типом и характером проявлений магматизма, а также степенью метаморфических изменений. Возрастное обособление этажей в центральных районах Восточно-Европейской платформы выражается крупными стратиграфическими перерывами, охватывающими, например, в эпирифейском надэтаже одну – две, реже три эпохи при наличии географических (реже угловых) и азимутальных несогласий. Каждому структурному этажу свойственна устойчивая последовательность формаций, включая проявления магматизма, свой ареал распространения, особые простирания современных структур и зон наибольшей мощности, та или иная интенсивность дизъюнктивных и складчатых дислокаций. С учетом указанных особенностей строения выделяются нижне-, средне-, верхнерифейский, вендско-нижнекембрийский, среднекембрийско-ордовикский, девонско-нижнетриасовый и мезо-кайнозойский структурные этажи.

Интервалы времени, соответствующие формированию структурных этажей, характеризовались определенной направленностью тектонических движений, поэтому их называют тектоническими циклами (этапами, эрами, эпохами). Два нижних структурных этажа в возрастном отношении иногда сопоставляются (Хаин, 1971) с готской и гренвилльской тектоническими эрами, а верхнерифейский – с началом байкальской эпохи. Правильнее, вероятно, называть эти эры просто ранне-, средне- и позднерифейскими, и относить к раннебайкальскому тектоническому этапу. Вышележащие структурные этажи по времени развития приравниваются соответственно к позднебайкальскому, каледонскому, варисийскому (герцинскому) и альпийскому тектоническим циклам или этапам (см. таблицу).

Структурные подэтажи представлены обычно одной характерной формацией, дополненной в узких интервалах разреза отложениями иного петрологического облика. В основании каждого структурного подэтажа часто наблюдается транс-

Тектонические этапы	Структурные надэтажи	Абсолютный возраст рубежей, млн. лет	Структурные этажи	Структурные подэтажи	Эпохи тектоно-магматической активности (с учетом данных В.Е. Хаина, 1971 г.)	
Альпийский	Эпирифейский	220 $\pm$ 10	Мезокайнозойский	Неоген-четвертичный	Раннекиммерийская	
Варисийский				Верхнемеловой-палеогеновый		Судетская
				Юрско-нижнемеловой		
		Московско-триасовый	Позднекаледонская			
		Визейско-башкирский		Раннекаледонская		
Девонско-турнейский						
Каледонский		390 $\pm$ 10	Среднекембрийско-ордовикский	Нижнедевонский	Позднелавская	
				Кародок-верхнеордовикский		
				Аренит-гланделльский		
		Позднелавский	570 $\pm$ 10	Вендско-нижнекембрийский	Кембро-тремадокский	Позднелавская
Нижнекембрийский						
Валдайский						
Рифейский		680 $\pm$ 20	Верхнерифейский	Волынский	Раннелавская	
	Среднерифейский			Готская		
	Нижнерифейский					
	1000 $\pm$ 50			1350 $\pm$ 50		1650 $\pm$ 50

грессивная серия пород. Стратиграфические перерывы между структурными подэтажами характеризуются временным промежутком порядка одного – двух веков.

Структурные несоответствия между зонами развития нижне-, средне- и верхнерифейских отложений обусловлены, очевидно, перестройками грабенообразных прогибов фундамента. Одна из тектонических закономерностей формирования авлакогенов связана с внутренней структурой фундамента. Раннерифейские авлакогены скорее всего могли закладываться на линейных относительно бо-

лее древних структурах фундамента, и наоборот, над среднепротерозойскими зонами рифейский надэтаж формировался, по-видимому, в основном верхними подразделениями.

Действительно, авлакогены восточных районов платформы — Калтасинский, или Камско-Бельский, Сергиевско-Абдуллинский, Кажимский, Пугачевский, судя по представительности в них древнейших комплексов, развивались главным образом в раннем и среднем рифее. В авлакогенах, расположенных к западу от Кажимского и Пугачевского, отчетливо представлены средний и верхний этажи рифейского структурного надэтажа. В блоках Среднерусского авлакогена наблюдается постепенно "молодеющий" к центру возраст рифейских пород. В Солигаличском грабене мощная толща конгломерато-брекчий представляет ассоциацию горных пород верхнего или среднего структурных этажей. В Любимо-Даниловском блоке присутствует только верхний структурный этаж. В Валдайском и Оршанском грабенах при сохранении верхнего структурного этажа нарастает объем нижнего подразделения, а средний структурный этаж выпадает из разреза.

Вендско-нижнекембрийский структурный этаж отделяется от соседних подразделений ярко выраженными несогласиями. На структуру авлакогенов рифейского структурного надэтажа накладывается широкая вендская синеклиза. Породы вольнской серии и нижнего кембрия определяют нижний и верхний структурные подэтажи. Средний структурный подэтаж — это валдайская серия. Во всех структурных подэтажах преобладает северо-восточное простирание ареалов пространственного распространения при частом совпадении контуров на центриклинальных и бортовых участках Московской синеклизы.

В разрезе вендско-нижнекембрийского структурного этажа доминирующее место занимает терригенная формация, однако в нижних толщах встречаются тиллитовая и трапповая формации. Валунные, галечниковые, конгломератовидные или брекчиевидные глины — так называемые тиллиты, которым большинство исследователей приписывает ледниковое происхождение, повсеместно встречаются в западных и юго-западных районах (Смоленская и Калужская области, Белоруссия). Широкое развитие тиллитовой формации было свойственно, по-видимому, окраинам Восточно-Европейской платформы, о чем свидетельствуют выходы подобных пород на Урале и в Норвегии, на п-ове Среднем (Келлер, 1968). Во внутренних частях платформы тиллитовые породы, как и в целом вольнская серия, отсутствуют. Но в отдельных приразломных блоках могли накапливаться молассовидные или флювиогляциальные образования в виде красноцветных песчаников и аргиллитов литоминской свиты (Рослятино, Бобровское).

Магматизм в вендском комплексе в отличие от рифейских образований проявляется только в эффузивных и эксплозивных фациях. Для вольнской серии характерны мощные (десяtkи метров) толщи туфопесчаников с прослоями ксенотуфов, туфоаргиллитов с различным содержанием кластического материала. В отложениях редкинской свиты присутствуют один — два, а в северо-восточных районах Восточно-Европейской платформы три горизонта пепловых туфов (мощность каждого около 10 см, на северо-востоке — до 20–30 см), приуроченных к пачкам коричневых аргиллитов, содержащих тонкорассеянный пирокластический материал. Обломки вулканогенного стекла и плагиоклазов туфов иногда полностью замещаются монтмориллонитом и карбонатом, но пепловая структура породы сохраняется.

Различия эффузивных пород вольнской серии и редкинской свиты (проявление вулканизма взрывного характера) отображают обособленность тектономагматической структуры нижнего и среднего структурных подэтажей.

Тектоническое единство комплекса среднекембрийско-ордовикских пород проявляется в широтном направлении одноименной структуры Московской синеклизы, зон наибольшей мощности, стратоклизогипс. Для всего комплекса характерно постепенное возрастание глубин залегания (до 1500–2000 м) и мощности (до 700–800 м) с запада на восток, до района Пошехонья, а точнее — резкое сокращение разреза. Разрывные дислокации распространены

только в зоне перепада мощности у восточных границ Московской синеклизы. Именно здесь каледонские воздымания привели к поднятию Солигалич-Рослятинского блока.

Внутри каждого структурного подэтажа (среднекембрийско-ордовикского, арениг-лландейльского, карадок-верхнеордовикского) прослеживаются трансгрессивные циклы осадконакопления различных порядков. Нижний структурный подэтаж представлен исключительно терригенной формацией. Средний структурный подэтаж образован карбонатными породами — преимущественно органо-генными известняками онтического надгоризонта нижнего и таллинского горизонта среднего ордовика. Алеврито-песчаные или глинисто-алевритовые слои в основании указанных стратиграфических подразделений отображают начало трансгрессивных циклов, следующих за внутриформационными перерывами осадконакопления. Прибрежные фации к востоку от линии Данилов — Вологда занимают значительную долю разреза, определяя тем самым направление сноса кластического материала в краевую часть ордовикского бассейна из приподнятой области Котельничского свода. Унаследованные черты тектонического развития отразились и на строении верхнего структурного подэтажа, слагаемого карбонатными породами иных фаций — мергелями, глинистыми и песчанистыми доломитами. Не совсем ясно положение проблематичных отложений нижнего девона(?). Распространение в зоне ордовикского бассейна, наличие пластовых интрузий (Солигалич) как и в ордовикских образованиях (Чухлома) позволяет считать их частью нижнепалеозойского структурного подразделения и условно относить к среднекембрийско-ордовикскому этажу.

Комплекс горных пород среднего и верхнего девона, карбона, перми и нижнего триаса объединяет общность территориального распространения с тенденцией сокращения площади молодых образований относительно древних. На разных уровнях структурного этажа сохраняется простираие осевой зоны впадины (синеклизы) и остаются почти постоянными конфигурация и структурные элементы прогибов и валообразных поднятий, расположенных внутри впадины. Сходные черты строения отмечаются и для локальных поднятий, характеризующихся в пределах этажа соответствием структурных планов.

В отличие от широтного простираия тектонических элементов среднекембрийско-ордовикского структурного этажа девонско-нижнетриасовым структурам свойственны северо-восточные и субдолготные ориентации. В этих направлениях увеличиваются глубины залегания, возрастают мощности слагающих этаж образований, прослеживаются Рыбинско-Сухонский, Вятский, Окско-Цнинский мегавалы, Сурско-Мокшинский, Нижнесурский и другие валы. Подобные простираия характеризуют палеовыступы — Нейский, Котельничский, Казанский, Пачелмский и прогибы — Шарьинский, Сырьянский, Колобовский с мощностью девонско-триасовой толши 2000–2500 м. В нижней части этажа преобладают терригенные породы, выше залегают карбонатные и лагуно-континентальные автохтонные образования. Подобная последовательность в смене формаций повторяется и внутри этажа в узких стратиграфических интервалах.

На основе анализа тектонических перестроек и размещения формаций в разрезе выделяются три структурных подэтажа: нижний девонско-турнейский, средний — визейско-башкирский и верхний — московско-триасовый.

Нижний структурный подэтаж, распространяясь по всей изучаемой территории, представлен двумя комплексами (формациями): терригенным и терригенно-карбонатным примерно равных объемов (до 400–500 м). Этот структурный подэтаж характеризуется развитием линейных зон отложений девона (Каждмский, Припятско-Днепровско-Донецкий и другие девонские авлакогены) большой мощности. Другая черта структуры установлена на примере некомпенсированных девонским осадконакоплением прогибов Камско-Кинельской системы в восточных районах платформы, в которых заметно увеличивается мощность терригенных образований турнейского яруса. Особенности строения тех и других зон дают основание считать, что образование многих из них вызвано тектоническими движениями, наследующими механизм развития рифейских авлакогенов.

Описываемый подэтаж отличается, кроме того, проявлением траппового магматизма в виде пестроцветных туфогенных пород в верхнеживетских и нижнефранских отложениях.

Средний структурный подэтаж представлен терригенной формацией мощностью около 40–60 м, заполняющей разрез до кровли яснополянского надгоризонта, и верхней карбонатной формацией мощностью 100–250 м. От вышележащего подэтажа он отделен стратиграфическим несогласием, так как на большей части территории отсутствуют образования намюрского и башкирского ярусов. Магматические породы в среднем структурном подэтаже не установлены.

Верхний структурный подэтаж слагают карбонатные и сульфатно-карбонатные породы среднего – верхнего карбона и нижней перми с базальными песчано-глинистыми образованиями верейского горизонта московского яруса и покрывающей их регрессивной серией осадков поздней перми и раннего триаса. Карбонатные породы в этом структурном подэтаже явно преобладают (сотни метров) над терригенными образованиями (первые десятки метров).

Тектоническим контрастом в региональной структуре выглядит зона Городецко-Ковернинских дислокаций с многочисленными разломами и сложно-сложенными блоками – куполами пермо-триасовых пород. В ее приподнятых блоках штоковые интрузии среднего и кислого состава, залегающие непосредственно под триасовыми образованиями, возвышаются на несколько сотен метров над кристаллическим основанием соседних участков Московской синеклизы. В триасовых отложениях установлены вулканические породы.

Самый верхний структурный этаж чехла, как бы подчиняясь палеозойскому тектоническому плану Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба, образует два основных ареала. Северный из них протягивается в субширотном направлении от г. Калинина на западе до городов Иванова и Шарья на востоке, южный представлен изометричной Ульяновско-Саратовской впадиной. Тектоническая обособленность мезо-кайнозойского этажа устанавливается по резкому стратиграфическому и азимутальному несогласиям с нижележащими образованиями, а также по полному или частичному несоответствию структурных форм второго порядка. Рассматриваемый этаж отличается преимущественно терригенным составом горных пород, представленных морскими и континентальными фациями; каких-либо заметных признаков магматизма в них не отмечается. По условиям залегания и литолого-фациальным особенностям обособленно можно выделить три структурных подэтажа: юрско-нижнемеловой, верхнемеловой-палеогеновый и неоген-четвертичный.

Структурное единство средне- и верхнеюрских отложений с нижнемеловыми подчеркивается совместным территориальным размещением и сходством конфигурации их выходов под покровом кайнозойских отложений. Верхнемеловой-палеогеновый структурный подэтаж характеризуется иной ориентацией. Алеврито-песчаные и карбонатные породы верхнего мела развиты главным образом на территории Ульяновско-Саратовской мезозойской впадины. В менее полных разрезах эти отложения отмечаются к северу, примерно до широты г. Москвы (Виноградов и др., 1964), где они трансгрессивно ложатся на различные по возрасту образования мезозоя и палеозоя. Палеогеновые осадки опресненных водоемов развиты в районе Ульяновского Поволжья. Неоген-четвертичный структурный подэтаж по составу и условиям залегания пород резко отличается от нижележащих структурных подразделений. Он представлен континентальными аллювиальными, делювиальными, флювиогляциальными и другими образованиями мощностью в несколько десятков метров, заполняющими не тектонические впадины, а эрозионные долины.

Таким образом, в результате исследований структур различных горизонтов платформенного чехла можно сделать некоторые принципиальные выводы.

1. Распространенность рифейских отложений контролируется грабенообразными блоками фундамента, представленными чаще всего рифейскими авлакогенами, реже изолированными рифейскими грабенами. Сравнительный анализ строения всех известных авлакогенов Восточно-Европейской платформы поз-

волил выявить последовательное перемещение интенсивности их развития, или волны "активизации", в направлении от западных, южных и восточных районов к центру платформы.

2. Древними структурами вендского заложения и раннепалеозойского роста являются Галичский и Пошехонский прогибы, Некрасовский вал, Солигаличско-Рослятинский приподнятый блок, возможно Данилово-Любимская флексура и другие структурные осложнения. В течение средне-позднепалеозойского и мезокайнозойского времени эти дислокации претерпели значительные морфологические изменения. Палеозойские формы также испытали структурное обновление в послераннепермское время, когда сформировались, например, Рыбинско-Сухохонский мегавал и соседние Тотьминский и Никольский прогибы.

3. По изменению значений мощности можно судить о неравномерности тектонического развития земной коры. В условиях авлакогенного развития мощность отложений каждого из рифейских этажей достигала 2500–3000 м. При частично авлакогенном, но преимущественно синеклизном образе опускания максимальные амплитуды девонско-нижнетриасового этажа составляли 2000–2200 м. В других этажах формировавшиеся синеклизы отличались значительно меньшей мощностью отложений, не превышающей для вендско-нижнекембрийского структурного этажа 1000 м, среднекембрийско-ордовикского 800 м и мезокайнозойского 100 м.

Литература

- Богданов А.А. О термине "структурный этаж". – Бюлл. МОИП, ст. 3, отд. геол., № 1, 1968.
- Виноградов А.П., Соколов Б.С. и др. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., "Недра", 1964.
- Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). – В сб.: Очерки по региональной геологии СССР, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1968.
- Островский М.И. Основные этапы формирования и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. – Труды ВНИГНИ, вып. 81, 1970.
- Ханн В.Е. Региональная геотектоника. Т. 1. М., "Недра", 1971.

СВЯЗЬ СОЛЯНЫХ ПОДНЯТИЙ С РАЗЛОМАМИ ПОДСОЛЕВОГО ЛОЖА

Проблема соотношения соляных структур со структурами подсолевого ложа привлекает внимание многих исследователей, так как выяснение этого вопроса имеет большое практическое и теоретическое значение в связи с поисками залежей нефти и газа в подсолевых отложениях, изучением механизма и условий формирования соляных структур и т.д. До последнего времени в связи с недостаточной изученностью подсолевых отложений вопросы соотношения соляных и подсолевых структур часто решались сугубо предположительно. В результате увеличения объема и глубинности исследований, главным образом буровыми скважинами и сейсморазведкой, появился обширный материал о строении подсолевых отложений, который позволяет более определенно говорить о соотношении соляных и подсолевых структур. Соотношения эти весьма многообразны, но ведущее место занимает связь соляных поднятий с разломами подсолевого ложа.

Данного вопроса во многих работах касался В.С. Журавлев. Так, изучая зональность распределения соляных структур Прикаспийской и Североморской впадин Европейской платформы, он пришел к выводу, что пространственное положение ориентированных соляных поднятий и соляных валов прибортовых структурных зон Прикаспийской впадины и структурных зон Ганза, Британской, Гифхорской и Альтмаркской в Североморской впадине определяется разломами подсолевого ложа (Журавлев, 1972). Ранее по положению ориентированных активно развивавшихся куполов, в том числе куполов открытого типа, В.С. Журавлев (Журавлев, 1960; Журавлев, Кузьмин, 1960) выделял разломы кристаллического фундамента и подсолевого ложа в Прикаспийской впадине.

Связь соляных структур с разломами подсолевого ложа отмечена и во многих других солянокупольных областях, однако вследствие слабой изученности подсолевых отложений эта связь констатировалась лишь в общей форме. Многообразные пространственно-временные и причинно-следственные соотношения соляных структур и разломов глубокого заложения остаются еще слабо выясненными.

Для исследования этого вопроса одним из лучших объектов является Припятский прогиб, в пределах которого в связи с поисками и разведкой залежей нефти в подсолевых и межсолевых девонских отложениях наиболее детально изучено строение подсолевого ложа.

В разрезе Припятского прогиба, выполненного мощной (до 5–6 км) толщей осадочных образований, присутствуют две девонские соленосные толщи, разделенные на значительной части территории межсолевыми отложениями мощностью до 800 м.

Нижняя верхнефранская (евлановско-ливенская) соленосная толща мощностью до 1000–1500 м сложена чередующимися пластами каменной соли (мощностью до 50–70 м) и несоляных пород (глин, мергелей, известняков, доломитов, ангидритов и др.) мощностью от 2–3 до 20–30 м. Ее соленасыщенность составляет 60–70, иногда 80%. Несмотря на значительную мощность, большую глубину залегания и интенсивную нарушенность разломами большой амплитуды соляная тектоника проявилась в этой толще слабо, что объясняется ее значительной загрязненностью и недостаточным высоким коэффициентом соленасыщения.

Верхнефаменская (елецко-лебедянская) соленосная толща состоит из нижней галитовой и верхней глинисто-галитовой (капиносной) подтолщ. Галитовая под-

толща сложена пластами каменной соли мощностью до 200 м и более и пластами ангидрита, доломита, доломито-ангидритовых и галито-ангидритовых пород мощностью 10–30 м. Соленасыщенность разреза подтолщи 80–96%. На большей части территории прогиба в ней активно проявилась соляная тектоника и мощность ее изменяется от 20–70 м и более в межкупольных зонах до 3240 м в ядрах соляных поднятий.

Глинисто-галитовая подтолща сложена часто переслаивающимися пластами каменной соли мощностью от 3–7 до 30–40 м, карбонатных глин и мергелей мощностью до 30–40 м и более. Соленасыщенность разреза 50–70%. Вследствие низкой соленасыщенности признаков соляной тектоники в ней не отмечается, и с точки зрения проявлений соляного тектогенеза эту подтолщу следует включать уже в надсолевой комплекс. Мощность подтолщи в межкупольных зонах 2 073 м, в сводах соляных поднятий она сокращается до полного выклинивания в основном в результате размыва.

Подсолевые, нижнесоленосные и межсолевые отложения Припятского прогиба разбиты разломами типа сбросов, имеющих главным образом субширотное и реже северо-западное простирание и значительную амплитуду (до 1,5–2,5 км), на тектонические ступени, горсты, грабены и выступы (Горелик и др., 1968), расчлененные сбросами разных направлений на более мелкие блоки. Структура подсолевых отложений преимущественно блоковая с элементами пликативной, межсолевых отложений – блоково-пликативная. Переход от блоковой структуры подсолевых отложений к блоково-пликативной структуре межсолевых связан в основном с присутствием в разрезе мощной нижней соленосной толщи и, в частности, с проявлением в ней соляной тектоники.

Амплитуда соляных поднятий во франской соленосной толще относительно невелика и изменяется от 100–200 до 400–600 м. Изученные бурением верхнефранские соляные структуры расположены в поднятых крыльях Речицкого и Малодушинского региональных разломов, где они приурочены к участкам отсутствия межсолевых отложений, а на Золотухинской площади перекрыты межсолевыми отложениями. На моноклинали подсолевого ложа (Дудичская и Восточно-Ельская площади) выявлены верхнефранские соляные поднятия.

По поверхности верхней соленосной толщи и в надсолевых отложениях разломы, как правило, выражены флексурами. Типичными структурными формами в них являются брахиформные поднятия, в большинстве случаев осложненные соляной тектоникой, связанной с галитовой подтолщей. Антиклинали, брахантиклинали и купола группируются в протяженные соляные валы субширотного и северо-западного простираний. Местоположение и простирание большинства соляных валов определяется разломами большой (500–1000 м и более) амплитуды, к поднятым крыльям которых приурочены соляные поднятия. К таким соляным валам относятся Березинский, Первомайский, Речицкий, Червонослободской, Малодушинский, Петриковско-Шестовицкий, Сколодинский, Буйновичско-Наровлянский, Ельский. Связь соляных поднятий с разломами установлена сейсморазведкой и бурением (Горелик, 1966; Люткевич, 1966 и др.).

Соляные валы, как правило, асимметричны, их крутые крылья обращены в сторону разломов. Своды соляных поднятий обычно смещены на 1–2 км от наиболее приподнятых частей блоков по подсолевым отложениям в сторону их падения, реже расположены непосредственно над разломами. Местоположение перегибов, разделяющих соляные поднятия в пределах соляных валов, определяется в основном особенностями строения межсолевых и нижележащих отложений. Они контролируются изгибами региональных разломов или оперяющими их локальными разрывными нарушениями.

Подобные соляные структуры выглядят как вторичные образования, наложенные на основной структурный план. Это складки нагнетания (Белосов, 1962) или инъективные (Косыгин, 1969), наложенные на глыбовые или надразломные структуры. Такие соляные поднятия могут быть названы надразломными.

Небольшое количество соляных поднятий Припятского прогиба не имеет достаточно четкой связи с разломами. Они расположены на моноклинали по межсо-

левым и нижележащим отложениям в пределах тектонических ступеней, на склонах выступов и в прогибах подсолевого ложа. Они являются наложенными или навешенными. Соляные поднятия этого типа также ориентированы в субширотном направлении, подчиняясь простиранию ступеней (Чернинское, Восточно-Ельское поднятия) или склонов выступов (Копаткевичский, Южно-Копаткевичский, Конковичский, Великоборский валы). Иногда они лишены достаточно четкой субширотной ориентировки, располагаясь на участках замыканий выступов (Дудичская, Автюковская, Хобнинская, Северо-Хобнинская, Мокановичская, Азерешкая соляные структуры) или в прогибах подсолевого ложа (Притокское, Южно-Домановичское соляные поднятия).

Надразломные соляные структуры в заложении и развитии тесно связаны с развитием контролирующих их разломов, что убедительно может быть прослежено на примере хорошо изученных бурением Речицкого соляного вала и контролирующего его Речицкого разлома.

Речицкий разлом заложился в бургское время и развивался в процессе осадконакопления. К задонскому времени его амплитуда достигала 100–200 м. В конце задонского и в елецкое время интенсивное погружение Припятского прогиба по краевым разломам не было полностью компенсировано осадконакоплением, о чем свидетельствуют рифогенные фации межсолевых отложений в поднятом крыле северного краевого разлома (Хатецкая площадь) и относительно глубоководные фации в его опущенном крыле в пределах прогиба (Восточно-Первомайская площадь). В прогибе рельеф бассейна вследствие активных движений по разломам был резко дифференцированным. Так, в поднятом крыле Речицкого разлома отлагались рифогенные межсолевые отложения, а в опущенном – относительно глубоководные осадки, и амплитуда рельефа составляла первые сотни метров. Соль галитовой подтолщи отлагалась в относительно глубоководном бассейне с резко расчлененным рельефом, облекая и погребая его.

Разломы во время отложения позднефаменской соленосной толщи развивались непрерывно. Например, амплитуда конседиментационных подвижек по Речицкому разлому во время ее накопления составляла 450–800 м, в том числе во время отложения глинисто-галитовой подтолщи – 300–450 м и более.

Параллельно с конседиментационным развитием разломов во время накопления глинисто-галитовой подтолщи начался конседиментационный рост надразломных соляных структур вследствие проявления соляной тектоники (Конишев, 1970). Это фиксируется послойным сокращением пачек глинисто-галитовой подтолщи к сводам соляных поднятий, замещением и выклиниванием калийных горизонтов. Амплитуда конседиментационного роста Осташковичского соляного поднятия в это время превосходит 400 м. Установлен также конседиментационный рост во время накопления глинисто-галитовой подтолщи Сосновского, Давыдовского, Шатилковского, Тишковского, Северо-Домановичского, Октябрьского соляных поднятий и др. Соляные поднятия активно росли и во время предданковского перерыва в осадконакоплении, в результате суммарная амплитуда конседиментационного и постседиментационного роста до отложения собственно надсолевых пород составляет: на Тишковском соляном поднятии – около 1 300 м, на Осташковичском – свыше 800 м, на Давыдовском – свыше 350 м, на Первомайском – до 2 100 м, на Октябрьском – около 1 200 м, на Северо-Домановичском – свыше 800 м, на Копаткевичском – около 500 м, на Малодушинском – свыше 400 м. В развитии многих соляных структур елецко-лебедянский этап был главным.

Тесная зависимость формирования надразломных соляных поднятий от развития контролирующих их разломов наглядно иллюстрируется диаграммами развития соляных поднятий Речицкого вала (рис. 1) и контролирующего их Речицкого разлома. Диаграммы в очень большой степени повторяют друг друга. Например, наибольшие амплитуды и скорости роста соляных структур и подвижек по разлому характерны для елецко-лебедянского времени, что отмечается и максимальными наклонами кривых на обеих диаграммах. Последующему снижению активности движений по разлому с данковского и особенно с пермского времени отвечает снижение интенсивности роста соляных поднятий. Характерно, что амплитуды

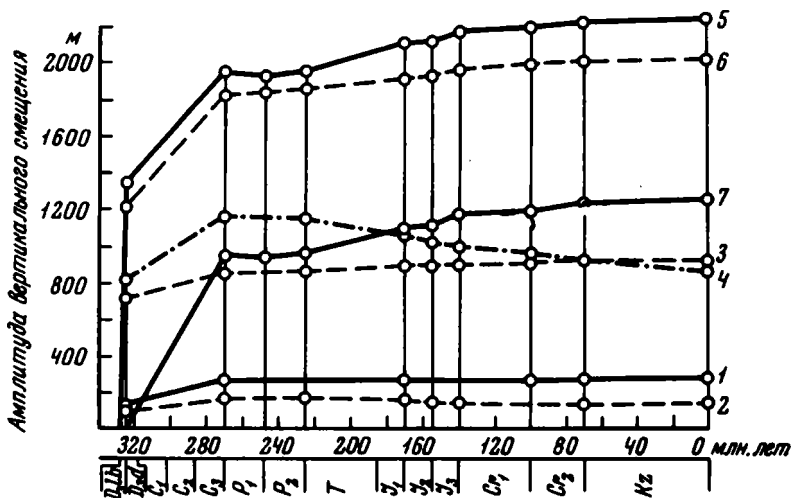


Рис. 1. Диаграмма развития соляных поднятий Речицкого вала

Поднятия: 1 - Борисовское, 2 - Малыньское, 3 - Вишанское, 4 - Давыдовское, 5 - Осташковичское, 6 - Тишковское, 7 - Речицкое

роста соляных поднятий увеличиваются с запада на восток в такой же степени, как и амплитуды подвижек по разлому в соответствующие отрезки времени.

Надразломные соляные поднятия, расположенные в поднятых крыльях разломов, формировались, особенно на первом этапе, преимущественно за счет перетока соли из опущенных в поднятые крылья разломов. Это особенно наглядно видно на Речицком поднятии (рис. 2), где соль галитовой подтолщи в поднятом крыле разлома за пределами соляного массива находится практически в

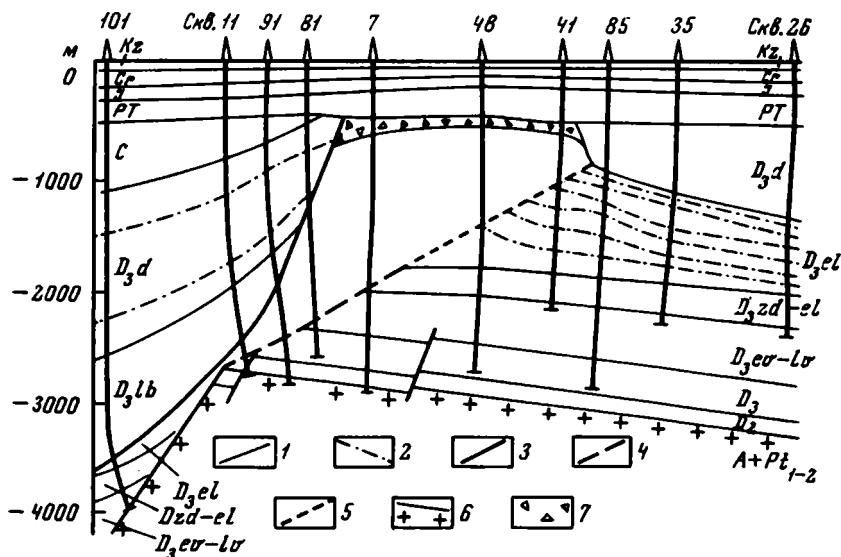


Рис. 2. Геологический профиль Речицкого поднятия

Границы: 1 - стратиграфических подразделений, 2 - литологических пачек; 3 - разрывные нарушения; 4 - контакт активной соли галитовой подтолщи с подсолевыми, нижесоленосными и межсолевыми отложениями; 5 - контакт активной и слабо активной соли галитовой подтолщи; 6 - поверхность кристаллического фундамента; 7 - брекчия кепрока

пластовом залегании, а с опущенного крыла она отжата почти полностью, и, следовательно, соляной массив сформировался в результате перетока соли из опущенного в поднятое крыло разлома.

Движения по разломам уже во время отложения глинисто-галитовой подтолщи привели к дифференциации по площади мощностей и нагрузок глинисто-галитовой подтолщи на галитовую. Однако из-за незначительной разницы плотностей соли галитовой ($2,16 \text{ г/см}^3$) и пород глинисто-галитовой ($2,2 \text{ г/см}^3$) подтолщи до глубины 1000 м разность нагрузки глинисто-галитовой подтолщи на галитовую в опущенных и поднятых крыльях разломов была невелика и колебалась от 0 до 2 кг/см^2 . Лишь к началу отложения надсолевых данковских пород, когда амплитуда соляных поднятий достигала 1000 м и более, разность нагрузок повышалась до $8-10 \text{ кг/см}^2$. Естественно, что столь небольшой перепад нагрузок глинисто-галитовой толщи на галитовую не мог быть основной причиной течения соли и формирования соляных поднятий.

Проведенное М.В. Гзовским (1972) поляризационно-оптическим методом изучение на моделях закономерностей напряженного состояния вокруг разрывов позволило установить, что разрыв в процессе развития видоизменяет тектоническое поле напряжений. Вблизи разрыва образуется область снижения напряжений до 40%, на некотором удалении от разрыва в каждом его крыле проходит полоса слабого (до 15%) повышения напряжений, участки более сильного повышения напряжений (до 25%) отмечаются около концов или изломов разрывов. Конфигурация полей напряжений определяется в значительной степени конфигурацией разломов.

Таким образом, вдоль разломов в процессе их развития образуются участки, где перепад горного давления составляет 55–65%. Принимая первичную мощность галитовой подтолщи 1000 м, получим, что разность горного давления в зоне разлома и примыкающих участках перед накоплением глинисто-галитовой подтолщи могла достигать $80-90 \text{ кг/см}^2$ и более. Эта величина в десятки раз больше разности геостатического давления, создаваемого нагрузкой глинисто-галитовой подтолщи. Следовательно, заложение и развитие надразломных соляных структур на первом этапе предопределялось образованием ослабленных приразломных зон, гравитационный же фактор не играл заметной роли. Роль последнего повышалась по мере накопления более плотных ($2,3-2,4 \text{ г/см}^3$) данковских и каменноугольных отложений.

Значительно большую роль играл, по-видимому, гравитационный фактор в развитии навешенных соляных поднятий. По отношению к надразломным они характеризуются относительно поздним заложением и активным формированием на более поздних стадиях развития. В некоторых случаях навешенные соляные поднятия могут рассматриваться как поднятия второй генерации по отношению к соседним надразломным соляным структурам. Так, Притокское и Южно-Домановичское соляные поднятия, расположенные в прогибе подсолевого ложа, в отличие от соседних надразломных соляных поднятий (Кореневское, Давыдовское, Осташковичское и др.), сформировавшихся в основном в елецко-лебедянское, данковское и каменноугольное время, активно развивались в перми и мезозое. К крыльям надразломных соляных поднятий прислонены компенсационные мульды, выполненные данковскими и каменноугольными отложениями, к крыльям навешенных соляных поднятий примыкают компенсационные мульды, выполненные преимущественно пермскими и триасовыми образованиями.

Изученные в Припятском прогибе особенности соотношения соляных поднятий с разломами и структурами подсолевого ложа, по-видимому, в той или иной форме характерны и для других солянокупольных областей.

В Днепровско-Донецком прогибе, который как и Припятский является частью единого Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, большинство соляных поднятий образуют протяженные валы, ориентированные в северо-западном направлении, согласно с простиранием прогиба. Их связь с разломами подсолевого ложа не сомненна и отмечалась многими исследователями (Когаи, Андреева, 1963; Супрунук, 1969; Тхоржевский, Черняков, 1969; Андреева, Кабышев, 1970; Чирвин-

ская и др., 1970; Люткевич, 1970; и др.), однако формы связи соляных поднятий с разломами понимаются неоднозначно.

Судя по находкам в соли соляных массивов пород кристаллического фундамента (Коган, Андреева, 1963), соляные поднятия здесь расположены преимущественно в поднятых крыльях разломов и породы фундамента захватывались солью при ее течении по плоскостям сбросов из опущенных в поднятые крылья разломов амплитудой 1000 м и более. В Припятском прогибе на некоторых соляных поднятиях, расположенных в поднятых крыльях сбросов большей амплитуды, бурением установлены контакты активной соли галитовой подтолщи по разломам как с отложениями подсолевого комплекса, так и с породами кристаллического фундамента, и также выявлены включения пород кристаллического фундамента в соляных массивах.

Закономерности расположения соляных структур в Днепровско-Донецком прогибе и особенности их соотношения с разломами и структурами подсолевого ложа в значительной степени осложняются существованием погребенных выступов, в пределах которых соленосные отложения размыты, замешены доломит-ангидритовыми или эффузивно-пирокластическими породами, или сокращены в мощности вследствие конседиментационного роста выступов и находятся в пластовом залегании (Супронюк, 1966; Чирвинская и др., 1970; Аверьев и др., 1972). Участками максимального накопления соли были впадины, которые затем стали участками интенсивного проявления соляного тектогенеза. Соляные структуры контролируются разломами, осложняющими впадины, которые пока не изучены бурением и плохо фиксируются сейсморазведкой. По данным сейсморазведки несомненно существование и навешенных соляных поднятий, не имеющих связей с разломами и поднятиями в подсолевых девонских отложениях (Китык, 1963; Супронюк, 1966, 1969; Чирвинская и др., 1970).

В Прикаспийской впадине связь соляных поднятий с поднятиями и разломами фундамента и подсолевого ложа отчетливо отмечается в прибортовых частях. В западной и северной прибортовых частях впадины многие соляные поднятия образуют полосы ориентированных структур, параллельные бортовым уступам, и приурочены к разрывным нарушениям подсолевого ложа, намечаемым сейсморазведкой (Аванисян, Аксенов, Лангборт, 1966; Павлов, 1971; Кожевников и др., 1966; Журавлев, 1972). По этим разрывам подсолевые отложения ступенчато погружаются в сторону центральных частей впадины.

В восточной части впадины соляные поднятия ориентированы параллельно ее борту и по данным сейсмических работ расположены в сводовых и присводовых частях подсолевых поднятий, на флексурах, структурных носгах, моноклиналях, а иногда и в прогибах подсолевого ложа (Скутина, Трайнин, Дюсенталиев, 1969). Сейсморазведкой МРНП в подсолевых отложениях выявлены разрывные нарушения, многие из которых следятся по поверхности подсолевых отложений и затухают в соленосной толще или в надсолевых образованиях (Знаменский и др., 1968). Они, как правило, приурочены к крыльям соляных поднятий.

При движении от бортовых к центральной части Прикаспийской впадины линейная ориентировка в расположении соляных поднятий теряется и создается видимость их хаотичного распространения. Однако на построенных В.Л. Соколовым и Г.Н. Кричевским /1966/ картах-срезах северной части междуречья Волги и Урала на уровнях - 1500-2000 и -3000 м видно, что соляные поднятия на глубине объединены в протяженные гряды закономерной, преимущественно диагональной ориентировки. Гряды следуют вдоль узких зон повышенных градиентов силы тяжести регионального поля и, по мнению авторов, подчинены системе разрывных нарушений в подсолевом ложе, его блоковой структуре.

В центральной части Прикаспийской впадины многие исследователи (Волчегурский, Журавлев, 1965; Кожевников и др., 1966; Бутковский, Мануйлова, Стрижова, 1971) выделяют генетические семейства соляных куполов. Они включают купола-гиганты (Индер, Челкар, Сарылюба, Санкебай-Круглый и др.), которые рассматриваются как соляные купола первой генерации, и окружающие их более мелкие соляные купола, являющиеся поднятиями второй генерации. Под главными

соляными куполами по данным сейсморазведки предполагаются структурные неровности в подсольевых отложениях, обусловленные возможно разломами; под вторичными куполами подобных неровностей, как правило, не прослеживается. Таким образом, возникновение сравнительно небольшого числа первичных соляных куполов, обусловленное общетектоническими причинами, могло привести к формированию всей современной, очень сложной соляной структуры центральной части Прикаспийской впадины.

Связь соляных структур с разломами установлена также на Сибирской платформе. В Канско-Тасеевской впадине сейсморазведкой и бурением изучен Троицко-Михайловский вал субмеридионального направления, параллельный обрамлению впадины. Ядро его сложено солью усольской свиты, по подсольевым отложениям сейсморазведкой выявлено разрывное нарушение (Дашкевич, 1970; Минко, 1970). Анализ мощностей кембрийских осадков показал, что конседиментационный рост вала за счет соляной тектоники начался со среднеангарского времени (Минко, 1970), т.е. еще в процессе накопления соленосной формации. К разломам подсольевого ложа тяготеют также Кайтымский, Читаутский и Бирюсино-Тасеевский валы (Дашкевич, 1970). Надразломным является и Жигаловский вал, ограничивающий с севера Илгинскую впадину (Адамов, Цобин, Чечель, 1970). С.Л. Арутюнов, О.И. Карасев, В.П. Корчагин (1971) отмечают, что соляные валы часто принципиально совпадают с линиями разломов фундамента, фиксируемые довольно уверенно различными геофизическими методами и соляная тектоника Сибирской платформы вторична и обусловлена первичными по отношению к ней деформациями кристаллического фундамента и динамическими напряжениями в осадочной толще.

Весьма четкая связь соляных структур с разломами устанавливается в пределах молодых платформ. В Юго-Восточной Туркмении в пределах Туранской плиты выявлена протяженная линейная Репетекская зона соляных диапиров и криптодиапиров, протягивающаяся с юго-востока на северо-запад более чем на 350 км. По данным гравиразведки и сейсморазведки Репетекский вал контролируется разломом в подсольевых отложениях (Айзберг, Амурский, 1962; Грачев и др., 1962; Гапеев, Гейман, 1963). Развитию соляного тектогенеза здесь способствовало резкое снижение нагрузки на соль в результате глубокого (до 1000 м) вреза эрозионной ложбины палеоАмударьи (Гарецкий, Юревич, 1966), но местоположение и начало возникновения соляному валу положил субширотный Репетекский разлом.

В Североморской впадине достаточно четкая связь соляных поднятий с разломами и структурами подсольевого ложа установлена в структурных зонах Ганза, Британской, Гифхорнской и Альтмаркской (Журавлев, 1972).

В структурной зоне Ганза распространены протяженные соляные валы, называемые также соляными стенами, длиной до 250 км и шириной около 4 км, ориентированные в меридиональном направлении. Ориентировка их достаточно определенно увязывается с направлением разломов, которые можно предполагать по данным сейсморазведки.

В Британской структурной зоне общая ориентировка соляных структур западно-северо-западная, совпадающая с простиранием кулисных краевых швов, основных структур складчатого фундамента Центральной Англии и предполагаемых разломов подсольевого ложа.

Разломами подсольевого ложа определяется общее субмеридиональное простираание соляных структур Гифхорнского трога.

Для Альтмаркской структурной зоны характерны протяженные, ориентированные на запад-северо-запад линейные соляные гряды и обособленные, согласные с ними ориентированные соляные купола. Ориентировка гряд и отдельных структур четко подчинена простираанию Герделегенского разлома, амплитуда которого по подошве цехштейна 3 км. Выдержанность их простираания определяется, по-видимому, уступами подсольевого ложа, обусловленными разломами, сопровождающими на глубине Герделегенский разлом и ему параллельными.

Разломами подсолевого ложа определяется и общее северо-западное прости-
рание локальных структур, созданных соляной тектоникой на Куявском валу и в
Лодзинской мульде в Польше.

Анализ интенсивности проявления соляной тектоники на территории ГДР при-
вел геологов к выводу, что она не зависит от первичной мощности соли и над-
солевых отложений и определяется активностью подвижек отдельных блоков фун-
дамента (Бандлова, 1970).

Для территории ФРГ Ф. Трустеймом (Trusheim, 1960) допускается возможность
существования главных, первичных соляных поднятий – “материнских” и вторич-
ных – “дочерних”, “внучатых” и т.д.

В Субгерцинской и отчасти Тюрингской впадинах, как показывают сейсмораз-
ведочные и буровые материалы, соляные антиклинали связаны с разломами под-
солевого ложа (Гарецкий, 1972). Возможно, некоторым из них в подсолевом
ложе соответствует или флексуобразный изгиб, или небольшая антиклиналь (Ха-
кельская и др.).

На юге Аквитанской плиты, в пределах Южно-Аквитанской окраинной монокли-
нали, в Предпиренейском краевом прогибе и Субпиренейской зоне во многих слу-
чаях отмечается отчетливая приуроченность соляных антиклиналей к разломам,
вытянутым в субширотном направлении параллельно Пиренеям. Особенно тесно
эта связь видна в Субпиренейской зоне, где развиты соляные диапиры, представ-
ляющие собой интрузии соли, выведенные на современную поверхность по раз-
рывным нарушениям. Совпадение соляных антиклиналей с разрывами отмечается
и по южную испанскую сторону Пиренеев, особенно в зоне Басков (Brinkmann
е.а., 1967).

Сопоставление особенностей соотношения соляных структур со структурами
подсолевого ложа, установленных в различных платформенных солянокупольных
областях, с закономерностями, установленными в Припятском прогибе бурением
и сейсморазведкой, показывает, что разломная тектоника подсолевого ложа оп-
ределяет основные закономерности формирования и распространения соляных
структур. Разломы фундамента отражаются по поверхности подсолевых отложе-
ний разрывными нарушениями, поднятиями, флексурами, структурными носами
и др.

Развиваясь во время накопления соленосных и надсолевых отложений, разло-
мы обуславливают дифференциацию поля напряжений в соленосных толщах, что
приводит к ее пластическому перемещению. Дифференциация поля напряжений
может быть вызвана как разностью нагрузки на соль в различных крыльях раз-
ломов более плотных надсолевых отложений, так и образованием ослабленных
зон вдоль разломов. Последняя причина может обусловить проявление соляной тек-
тоники и до отложения надсолевых пород. Гравитационный фактор является про-
изводным, вторичным и не обязательным. Однако в некоторых солянокупольных
областях роль его исключительно велика, а при формировании соляных поднятий
второй и последующих генераций он является ведущим.

Литература

- Аванисян Г.М., Аксенов А.А., Лангборт А.Е. Некоторые закономерности разме-
щения соляных масс в западной части Прикаспийской синеклизы. – В кн.: Условия
образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. (Материалы
Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 2). Киев, “Наукова думка”, 1966.
Аверьев В.А., Бланк М.И., Брайловский Г.С., Мясников В.И., Хохлов П.С.
К методике геологоразведочных работ на нефть и газ в центральной части Днепро-
ско-Донецкой впадины. – Геол. нефти и газа, 1972, № 4.
Адамов Е.А., Цобин В.А., Чечель Э.И. Некоторые черты геологического строения
и развития Илгинской впадины в связи с перспективами калиеносности. – В кн.:
Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакпления
СССР. М., “Наука”, 1970.

- Айзберг Р.Е., Амурский Г.И. Современный структурный план зоны Репетекского глубинного разлома. – Геол. нефти и газа, 1962, № 3.
- Андреева Р.И., Кабышев Б.П., Характерные особенности соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины. – Сов. геол., 1970, № 2.
- Арутюнов С.Л., Карасев О.И., Корчагин В.П. Соляная тектоника Сибирской платформы. – В кн.: Геолого-геофизические исследования в Тунгусской синеклизе и смежных регионах. М., "Недра", 1971.
- Бандлова Т.С. Новые данные по солянокупольной тектонике и нефтегазоносности Североморской впадины в пределах ГДР и ФРГ. – В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 90. М., "Недра", 1970.
- Белюсов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Бутковский Ю.М., Мануйлова И.А., Стрижова А.М. Соляная и новейшая тектоника северо-восточной части междуречья Урала и Большого Узенья. – Геотектоника, 1971, № 2.
- Волчегурский Л.Ф. Особенности формирования соляных массивов куполов Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. – В кн.: Солянокупольные регионы и их нефтегазоносность. (Материалы Второго симпозиума по соляной тектонике, ч. 2). Киев, "Наукова думка", 1969.
- Волчегурский Л.Ф., Журавлев В.С. Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляного купола Санкебай-Круглый). – Геотектоника, 1965, № 2.
- Гапеев В.В., Гейман Б.М. Геофизические исследования при изучении тектоники Репетекских соляных куполов. – Сов. геол., 1963, № 10.
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., "Наука", 1972.
- Гарецкий Р.Г., Юревич А.Л. Среднеплиоценовые эрозионные долины и соляная тектоника Юго-Восточной Туркмении. – В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. (Материалы Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 2). Киев, "Наукова думка", 1966.
- Гзовский М. В. Тектонофизические представления о напряженном состоянии земной коры. – В кн.: Современные проблемы механики горных пород. Л., "Недра", 1972.
- Горелик З.А. Условия образования и перспективы нефтегазоносности соляных структур Припятской впадины. – В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. (Материалы Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 1). Киев, "Наукова думка", 1966.
- Горелик З.А., Айзберг Р.Е., Синичка А.М., Анцупов П.В., Макаревич В.Н. Современная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Минск, "Наука и техника", 1968.
- Грачев Г.И., Балашов Е.В., Бараш В.И., Клешев А.А., Раскин М.М. О соляной тектонике юго-восточной части Каракумской платформы. – Сов. геол., 1962, № 12.
- Дашкевич Н.Н. Некоторые новые данные о тектонике юго-западной части Сибирской платформы в связи с поисками калийных солей. – В кн.: Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакпления СССР. М., "Наука", 1970.
- Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН АН СССР, вып. 42).
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Журавлев В.С., Кузьмин К.Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги. – Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2.
- Знаменский В.В., Леонтьев Д.Н., Погребинский С.А., Хвилевичкий М.О. Глубинное строение Темир-Итсасайской зоны по данным МРНП. – Нефтегазовая геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 6, 1968.
- Китык В.И. Условия образования соляных структур. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Коган В.Д., Андреева Р.И. Возраст диапировых структур восточной части Приднепровского прогиба. – Геол. нефти и газа, 1963, № 4.
- Кожевников И.И., Дрейсин А.Г., Бутковский Ю.И., Соловьев Б.А. О методологии изучения и необходимости систематического обобщения результатов региональных исследований солянокупольных областей. – В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. (Материалы Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 2). Киев, "Наукова думка", 1966.
- Конишев В.С. О некоторых особенностях формирования соляных структур в северо-восточной части Припятской впадины. – В кн.: Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, "Наука и техника", 1970.

- Косыгин Ю.А. Тектоника, М., "Недра", 1969.
- Люткевич Е.М. О происхождении солянокупольных структур Припятской впадины. - В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. (Материалы Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 2). Киев, "Наукова думка", 1966.
- Люткевич Е.М. Влияние дизъюнктивной тектоники на пермскую и девонскую соль Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 90, М., "Недра", 1970.
- Минко Г.М. Новые данные по геологии и перспективам калиеносности Канско-Тасеевской впадины. - В кн.: Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакпления СССР. М., "Наука", 1970.
- Павлов Н.Д. Новые солянокупольные структуры северо-западной части Прикаспийской впадины (Гмелинская депрессия) и перспективы их нефтегазоносности. - Нефтегазовая геол. и геофиз., науч.-техн. сб. № 12, 1971.
- Скутина А.П., Трайнин И.П., Дюсєнгалиев Т.С. О соотношении соляных куполов со структурами подсольевых палеозойских отложений на восточном борту Прикаспийской впадины. - Геол. нефти и газа, 1969, № 1.
- Соколов В.Л., Кричевский Г.Н. Об особенностях солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины в связи с разведочными работами на нефть и газ. - В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. (Материалы Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 2). Киев, "Наукова думка", 1966.
- Супронюк К.С. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности солянокупольных структур северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. (Материалы Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 1). Киев, "Наукова думка", 1966.
- Супронюк К.С. Размещение галогенных формаций и солянокупольных структур в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. - В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. (Материалы Второго симпозиума по соляной тектонике, ч. 2). Киев, "Наукова думка", 1969.
- Тхоржевский С.А., Черняков А.М. О бортовых "зонах окаймления" Днепровско-Донецкой впадины. - Нефтегазовая геол. и геофиз., науч.-техн. сб. № 3, 1969.
- Чирвинская М.В., Забелло Г.Д., Смекалина Л.В., Турчаненко Н.Т. Взаимосвязь соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины с рельефом фундамента. - В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. - Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 90, М., "Недра", 1970.
- Brinkmann R., Lögters H., Pflug R., Stackelberg V., Hempel P.M. Kind H.D. Diapir-Tektonik und Stratigraphie im Vorland der spanischen Westpyrenäen. - Beih. Geol. Jahrb., H. 66, 1967.
- Trusheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 44, N 9, 1960.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ПРЕДЕЛАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В настоящее время поступает большое количество информации о глубинном строении древних платформ, что позволяет проанализировать особенности строения кристаллического фундамента платформы и его влияние на структурный план осадочного чехла. Структурный план осадочного чехла и его геологическое развитие предопределяют характер нефтегазоносности отдельных областей.

В пределах юго-востока Русской платформы рядом исследователей в осадочном чехле выделяется несколько основных структурных зон, причем главные из них часто совпадают в плане с зонами развития глубинных разломов в кристаллическом фундаменте (Годин, 1958; Клубов, Кулаков, Серенков, 1961; Кудрявцев, 1962; Максимов, 1964). Глубинные разломы юго-востока Русской платформы несомненно играли одну из решающих ролей в формировании современного структурного плана осадочного чехла. Они определили черты строения основных тектонических зон региона. Это подтверждается в первую очередь тем, что в зонах глубинных разломов в современном структурном плане осадочного чехла как правило развиты валы с цепочкой антиклинальных структур третьего порядка или флексурные перегибы с рядом структур, благоприятных для скопления нефти и газа (см. рисунок).

Такое совпадение в плане глубинных разломов и основных тектонических зон осадочного чехла не может не вызвать у геологов-нефтяников практический интерес, ибо трассирование глубинных разломов позволит определить протяженность той или иной структурной зоны осадочного чехла и тем самым выяснить возможность обнаружения антиклинальных структур, благоприятных для скопления нефти и газа, а затем и самих нефтяных и газовых залежей.

В настоящее время имеются две прямо противоположные точки зрения о роли глубинных разломов в формировании нефтяных и газовых месторождений. Одни исследователи-нефтяники почти совсем не изучают структуру фундамента или слишком мало уделяют внимания зонам развития региональных разломов. Фактически они все тектонические исследования акцентируют на структуре осадочного чехла, с которой и связаны основные месторождения нефти и газа. Однако изучение только осадочного чехла не дает достаточно полной информации о всей многогранной истории развития региона.

Другие исследователи (их значительно меньше) считают, что глубинные разломы являются главными путями миграции нефти и газа из недр земной коры (Кудрявцев, 1962).

Проведенные в последнее время региональные геофизические работы, особенно сейсмические исследования КМПВ и МОВ позволили выявить несколько крупных разломов в фундаменте юго-востока Русской платформы. Основные структурные зоны осадочного чехла часто в плане совпадают с зонами развития глубинных разломов, поэтому и нефтегазоносные зоны, обусловленные теми же структурными особенностями, также территориально тяготеют к областям развития региональных разломов. Совпадение известных нефтегазоносных зон с глубинными разломами свидетельствует о безусловном влиянии вертикальной миграции углеводородов на формирование залежей нефти и газа, которая была вызвана здесь многократными вертикальными подвижками отдельных блоков фундамента по этим разломам.

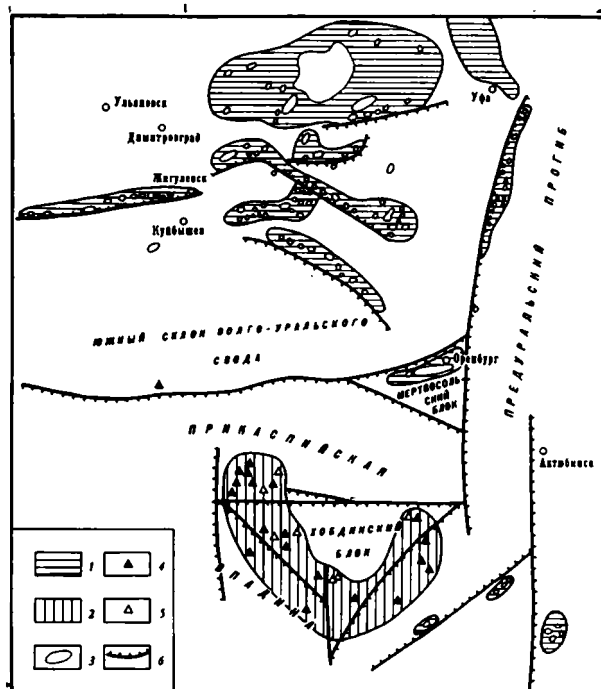


Схема расположения нефтегазоносных зон и основных глубинных разломов юго-востока Русской платформы

1 - основные площади с промышленной нефтегазоносностью; 2 - площади с частыми нефтегазопрооявлениями; 3 - нефтяные и газовые месторождения; 4 - нефтепроявления; 5 - газопрооявления; 6 - глубинные разломы

На фоне общей латеральной миграции одновременно в пределах валообразных поднятий происходила миграция нефти и газа вдоль структурных зон, а в самих антиклинальных структурах - вертикальная миграция по трещинам и тектоническим нарушениям.

Существование вертикальной миграции углеводородов на юго-востоке Русской платформы отмечал еще И.М. Губкин, считавший месторождения в пермских отложениях вторичными. Очень подробно это влияние разбирается группой авторов ВНИГРИ под руководством Ю.А. Притулы (Притула, Абрикосов, Авров 1957) и Д.В. Наливкина (Наливкин, Розанов и др., 1966). На ряде конкретных примеров они обоснованно доказывают, что газовые и нефтяные месторождения в пермских отложениях формировались за счет вертикальной миграции углеводородов из подстилающих каменноугольных или девонских пород.

А. Л. Козлов (1950) считал основным этапом формирования нефтяных и газовых месторождений этого региона девонское и каменноугольное время. В дальнейшем, начиная с перми и до современного этапа развития, происходило, по его мнению, сложное геотектоническое развитие региона с перетранспортировке углеводородов играла, по-видимому, вертикальная миграция.

Большое значение вертикальной миграции в формировании месторождений придает и В.П. Савченко (1958), который изучал проникновение газа и нефти через водонасыщенные породы. Им установлен "скачкообразный" характер движения углеводородов, что может быть связано с раскрытием трещин при тектонических движениях.

Вертикальная миграция углеводородов обычно также тесно связана с определенными гидрогеологическими условиями - с относительно увеличенными гидравлическими нагрузками, когда происходит "выжимание" некоторых объемов подземных вод вследствие уплотнения пород. Нефть, газ и вода, естественно, перемещаются в область меньших напряжений - в своды антиклинальных структур с повышенной трещиноватостью пород.

Многие исследователи, устанавливая основные зависимости интенсивности и характера миграции углеводородов с различными факторами (коллекторскими

свойствами пород, распределением пьезометрических напоров, геометрией самих ловушек, фациальными особенностями и мощностями свит, развитием трещиноватостей и др.) часто забывают о первопричине основных явлений – вертикальных движениях по региональным разломам и формировании в этих зонах крупных валлообразных структур второго порядка, объединяющих в плане цепочки мелких брахиантиклинальных поднятий.

На этих поднятиях для вертикальной миграции углеводородов сыграла большое значение трещиноватость пород, сопряженная с вертикальными подвижками. Формирование залежей происходило в две последовательные стадии: в первую стадию безусловно преобладала латеральная миграция углеводородов – миграция углеводородных газов из крупных впадин и прогибов; во вторую завершающую стадию наряду с существованием латеральной миграции решающую роль играла уже вертикальная миграция, многократные проявления которой были тесно связаны с историей развития района и интенсивностью вертикальных движений.

До сих пор влияние дизъюнктивной тектоники на формирование самих нефтяных месторождений изучено еще плохо. Для Волго–Уральской области имеется сравнительно много данных о прямой связи формирования нефтяных и газовых месторождений с развитием тектонических нарушений.

Так, изучая особенности строения Садкинского газонефтяного месторождения, К. Б. Аширов (1950) обратил внимание, что на данном месторождении кунгурская нефть тяжелая, в газовой шапке этих же отложений содержится большое количество азота (38%) и метана (64,8%). Значительное содержание азота (39,1%) было зафиксировано также в газовой залежи калиновской свиты.

Это явление объяснялось наличием крупного разлома, вдоль плоскости сбрасывателя которого развит асфальтит, трассирующий путь миграции глубинной нефти, дегазированной и окислившейся при движении по образовавшемуся каналу. В результате сформировалась “жила” асфальтита, выполнившая зияние разлома шириной 18 м. За счет относительной закупорки асфальтита и продолжает существовать Садкинское месторождение с аномальным составом нефти и газа. Некоторые исследователи отмечают для ряда месторождений утечку газа в настоящее время, что установлено по изменению окраски пород над некоторыми месторождениями, обусловленную образованием окисных соединений за счет восстановления углеводородами.

Следовательно, в результате анализа геолого–геофизических материалов в пределах юго–востока Русской платформы установлена четкая взаимосвязь вертикальной миграции углеводородов с тектоническими особенностями режима и в первую очередь с глубинными разломами, которые в осадочной толще проявляются линейными дислокациями с рядом мелких сбросов и системой трещин. Это явление довольно наглядно подтверждается в зонах Жигулевской, Большекинской и Самаркинской дислокаций. Аналогичные условия имеются, по-видимому, у северного борта Прикаспийской впадины. Возможно в ближайшем будущем именно в структурах вдоль “илекской” части бортового разлома будут открыты такие же крупные газовые месторождения, как и Оренбургское.

Влияние региональных разломов на формирование нефтяных и газовых месторождений установлено и в пределах Восточно–Сибирской платформы, где оно подтверждается накопленным фактическим геолого–геофизическим материалом. В частности, в Вилуйской впадине по поверхности кристаллического фундамента выявлен ряд блоков, ограниченных региональными разломами. Глубина залегания кристаллического фундамента в данном регионе изменяется в очень широких пределах – от 2–3 км в пределах сводов (приподнятых блоках) до 60 км в опущенных блоках (Булина, Спизарский, 1965; Бойцова, Старицкий, 1965; Гришин, Пятницкий, Ремпель, 1970). Такие резкие колебания глубин залегания кристаллического фундамента на опущенных и приподнятых блоках косвенно отражают относительно большие амплитуды разломов, что в свою очередь не может не отразиться на структуре осадочного чехла.

Долгоживущие разломы с большой амплитудой смещения блоков по плоскостям сбрасывателей в осадочном чехле выражены флексурными перегибами или

валообразными поднятиями. Подтверждением вышесказанного является четкое плановое совпадение регионального разлома и линейного валообразного поднятия в центральной части Виллойской впадины, где валообразное поднятие объединяет ряд антиклинальных структур третьего порядка – Бадаранская, Неджелли-ская, Маастахская, Нижневиллойская, Толокская и др. (Сенюков, Бодунов, Кулибакина, Роботнов, 1967). Валообразное поднятие имеет асимметричное строение: крутое северное крыло, пологое – южное. Амплитуда поднятия порядка 60 м.

Четкая линейная выраженность валообразной структуры в осадочном чехле, значительная ее амплитуда и асимметричность обусловлены наличием регионального разлома в фундаменте, активно развивавшегося в последнее время. Многократная активизация разлома и способствовала формированию линейного валообразного поднятия с большой амплитудой, что в свою очередь предопределило образование благоприятных тектонических ловушек для углеводородных газов. Многоэтапное развитие данного валообразного поднятия отразилось на неоднократном перераспределении в разрезе запасов газа и образовании нескольких этажей газоносности.

Промышленные запасы газа выявлены в отложениях верхней перми, триаса и нижней юры. В формировании газовых месторождений этой зоны сыграла большую роль как латеральная миграция углеводородов из наиболее погруженных частей Виллойской впадины, так и вертикальная – по оси валообразного поднятия. Латеральной миграции способствовало широкое распространение пластов-коллекторов по всей территории Виллойской провинции, а вертикальной – наличие сети проводящих каналов в осадочном чехле валообразного поднятия в виде системы трещин и мелких сбросов, которые образовались при многократном проявлении регионального разлома.

Таким образом, геологические данные последних исследований показывают четкую взаимосвязь региональных разломов фундамента древних платформ и формирования структурного плана осадочного чехла, а следовательно, и формирования промышленных залежей нефти и газа.

Литература

- Аширов К.Б. К вопросу о завершении разведки Садкинского газоносного месторождения. Нефтяное хозяйство, 1950, № 8.
- Бойцова И.Н., Старикский Ю.Г. Рельеф фундамента Сибирской платформы. – Сов. геол., 1965, № 10.
- Булина Л.В., Спижарский Г.Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1965, № 12.
- Годин Ю.Н. Комплексные региональные геофизические исследования юго-востока Русской платформы. – Геол. нефти, 1958, № 5.
- Гришин М.П., Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г. Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим данным. – В сб.: Тектоника Сибири. М., "Наука", 1970.
- Клубов В.А., Кулаков А.И., Серенков М.Н. Тектоническое строение Оренбургской области и прилегающих районов в связи с оценкой их нефтегазоносности. – Труды ВНИГНИ, вып. 35, 1961.
- Козлов А.Л. Проблемы геохимия природных газов. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтегазоносные месторождения. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Максимов С.П. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа. М., "Недра", 1964.
- Наливкин Д.В., Розанов Л.Н. и др. Волго–Уральская нефтегазоносная область. – Труды ВНИГРИ, вып. 100. М., Гостоптехиздат, 1966.
- Пругула Ю.А., Абрикосов И.К., Авров П.Я. Волго–Уральская нефтегазоносная область. Нефтегазоносность. – Труды ВНИГРИ, вып. 104. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Савченко В.П. Условия формирования залежей нефти и газа при их струйной миграции в водонасыщенных породах. – Труды ВНИИГаз, вып. IV. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Сенюков В.М., Бодунов Е.И., Кулибакина И.Б., Роботнов В.Г. Перспективы нефтегазоносности Лено–Виллойской провинции. Материалы по геологии газоносных районов СССР. М., "Недра", 1967.

В. С. Журавлев

ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ В ОГРАНИЧЕНИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Одним из наиболее сложных и до сих пор еще неполно освещенных вопросов тектоники является вопрос о пространственных и временных взаимоотношениях платформ и обрамляющих их геосинклинальных областей, в частности вопрос о характере зон сопряжения этих крупнейших структур земной коры.

Н.С. Шатский (1946, 1947) в качестве разделов этих структур различал краевые швы и краевые прогибы. Эмпирически он пришел к выводу, что границы платформ около шитов определяются краевыми швами, а около плит – краевыми прогибами. А.А. Богданов (1955) краевые швы и краевые прогибы противопоставлял не в пространственном и структурном, а во временном отношении, признавая первичность краевых швов и вторичность краевых прогибов. По мнению Ю.М. Пушаровского (1959), для ранних и средних этапов геосинклинального развития складчатых областей еще не доказано существование краевых швов как структур пограничных

Краевые швы (в смысле Н.С. Шатского) являются совершенно конкретными тектоническими структурами и не определяют развития всех краевых прогибов (особенно расположенных на молодых платформах). Ю.М. Пушаровский допускал, что краевые прогибы приурочены к глубинным разломам, определяющим основные структурные черты складчатых областей, а не к каким-то специфическим, им только присущим типам разломов. Образование краевых прогибов, по его мнению, зависит от интенсивности формирования складчатых областей и степени воздействия этих процессов на окраины платформы. Однако краевые прогибы, по-видимому, все же закладывались в зонах тех глубинных разломов, которые были внешними как для платформ, так и для сопряженных с ними геосинклинальных областей. Именно такие глубинные разломы следует, вероятно, называть краевыми швами. По данным А.А. Богданова, М. В. Муратова и В.Е. Хаина (1963) они являются общими, главными пограничными структурами платформы и геосинклинальных областей. В зонах таких краевых швов в эпоху заключительной орогенной стадии развития сопряженных геосинклинальных областей могут возникать специфические компенсационные опускания – краевые прогибы.

Краевые прогибы иногда выклиниваются около наиболее погруженных частей платформ (например, Предуральский прогиб в области Печорской и Прикаспийской экзогональных впадин Европейской платформы¹) и, напротив, развиты вдоль краев шитов (например, Предгималайский прогиб у Индостанского шита Индийской платформы, Оринокский прогиб у Гвианского шита Бразильской платформы). Очевидно, наличие краевых прогибов определяется не только и не столько высотой стояния фундамента платформы в зоне ее сопряжения с геосинклинальной областью, сколько характером этой зоны и обусловленными им особенностями взаимодействия платформы и смежной с ней геосинклинальной области.

¹ Термин "Европейская платформа" предложен А.А. Богдановым (1968) и принят нами в связи с тем, что он точнее определяет географическое положение этой платформы. Ранее в географической литературе она именовалась Восточно-Европейской, или Русской.

Среди тектонических ограничений платформ различают активные, пассивные и орогенные (Журавлев, 1965). Активными являются зоны сопряжения платформ и геосинклинальных областей, пассивными – зоны сопряжения платформ разного возраста, орогенными – зоны раздела платформ и эпиплатформенных орогенных областей.

Активные ограничения платформ отвечают зонам глубинных разломов – краевым швам, среди которых различаются линейные и кулисные. Линейные краевые швы на поверхности нередко выражаются краевыми прогибами и краевыми надвигами, возникающими в орогенную стадию развития смежных геосинклинальных областей.

Кулисные краевые швы при достаточном расстоянии между ними определяют участки постепенного перехода от тектонических условий платформ к тектоническим условиям смежных геосинклинальных областей, внешние края которых лежат на раздробленном и глубоко погруженном платформенном фундаменте. Поэтому выявление зон кулисного сопряжения платформ и геосинклинальных областей чрезвычайно важно не только для определения ограничений платформ, но и для объяснения особенностей развития внешних окраин геосинклинальных областей в подобных зонах. Заключительная, орогенная стадия развития геосинклинальных областей в частях, прилежащих к таким зонам, редуцирована, и поэтому в этих зонах краевые прогибы не возникают. Компенсация разрешается, по-видимому, неравномерным по амплитуде погружением под геосинклинальные отложения “клавиш” фундамента, разделенных упомянутыми кулисными краевыми швами (Zhurawlev, 1965b).

Кулисными краевыми швами определялась граница основного эпикарельского блока Европейской платформы с Урало-Тиманской рифейской геосинклинальной областью на Тиманском отрезке последней. Кулисные краевые швы проходили по южному краю Европейской платформы от залива Комсомолец Каспийского моря до Крыма, определяя зону ее сочленения с лежащей южнее палеозойской геосинклинальной областью – с ремидами Г. Штилле (Stille, 1928).

Юго-западная граница Европейской платформы намечается, по-видимому, системой кулисных краевых швов запад-северо-западного простирания, ограничивающих в Польше Судеты, а в ГДР – Луижский массив, Флехтингер и глыбу Кальверде (Журавлев, 1964а,б; Zhurawlev, 1965 а,б.). Кулисные краевые швы проходят по юго-западному краю Сибирской платформы. На южном краю Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы (на юге Туранской плиты) между кулисными краевыми швами зажат Большой Балхан – “клавиша” эпипалеозойской платформы в юрское и отчасти нижнемеловое время, вовлеченная в общее со смежной альпийской геосинклинальной областью прогибание.

Пассивные ограничения платформы – следы прежних активных ограничений более древней из сопряженных платформ. Более молодая из них обычно обладает и активными ограничениями, намечающимися в зонах ее сопряжения с геосинклинальными областями, формирование которых отвечает по времени накоплению осадочного чехла этой платформы. Степень отражения пассивных ограничений платформы в осадочном чехле (от общего для сопряженных платформ уровня) зависит от интенсивности проявления унаследованных движений в зонах прежних краевых швов. Эти ограничения могут намечаться системами блоковых поднятий или линейных структур, флексурами или разнонаправленными наклонными структурными этажами осадочного чехла, но не проявляются сколь-нибудь заметно.

Орогенные ограничения платформ являются наложенными, внедряющимися и резко секущими по отношению к прежним структурам.

При рассмотрении ограничений Европейской платформы отчетливо устанавливается, что только лишь вдоль ее линейно-вытянутого края по границе со складчатыми сооружениями Урала почти на всем видимом протяжении последних прослеживается система компенсационных опусканий – ванн Предуральского краевого прогиба. Лишь на крайнем севере и юге Предуральский краевой прогиб замещается Северным и Южным периклинальным прогибами Уральской складча-

Тектоническое положение Предуральского краевого прогиба, Северного и Южного периклиналильных прогибов Уральской складчатой системы

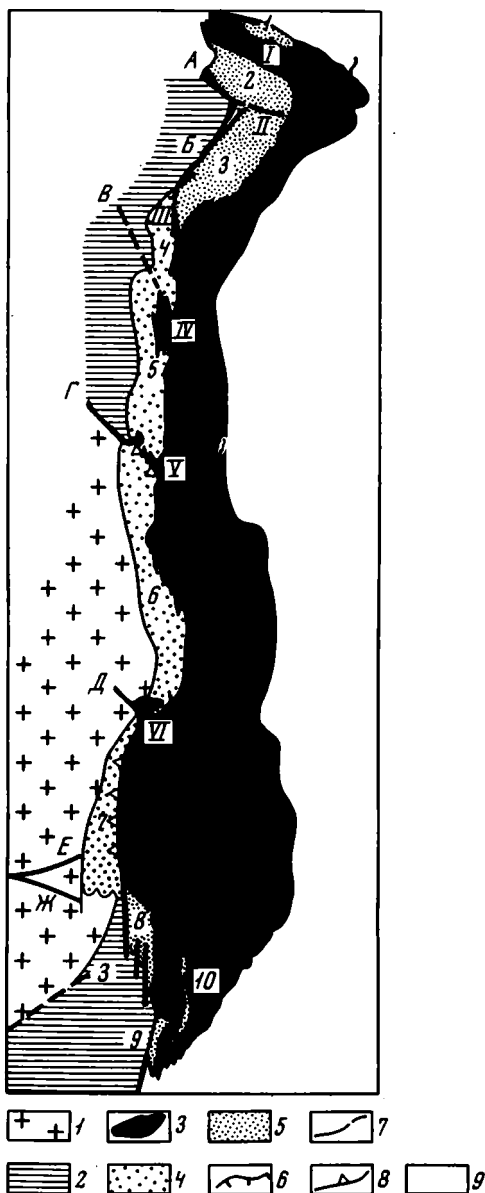
1 – основной эпикарельский блок Европейской платформы; 2 – области распространения байкальского складчатого фундамента в составе Европейской платформы; 3 – Уральская складчатая система; 4 – Предуральский краевой прогиб; 5 – Северный и Южный периклиналильные прогибы; 6 – флексуры; 7 – региональные разломы; 8 – надвиги; 9 – палеозойские складчатые сооружения под осадочным чехлом Урало-Сибирской платформы.

Северный периклиналильный прогиб, ванны: 1 – Карская, 2 – Коротаихинская, 3 – Косью-Роговская. Предуральский краевой прогиб, ванны:

4 – Большесынинская, 5 – Верхнепечорская, 6 – Соликамская, 7 – Бельская. Южный периклиналильный прогиб, полосы: 8 – Актюбинская, 9 – Атжаксинская, 10 – Примугоджарская. Поперечные поднятия: в пределах Северного периклиналильного прогиба:

I – Пайхойское, II – восточной части гряды Чернова, III – южной части гряды Чернышева; в пределах Предуральского краевого прогиба: IV – Тиманское, V – Полюдовское, VI – Каратауское.

Региональные разломы: А – гряды Чернова, Б – северо-восточной части гряды Чернышева, В – Печорской гряды, Г – Тиманский, Д – Ашинский, Е – северо-западного ограничения Мертвосольского блока, Ж – Илекский, З – Хобдинский



той системы (см. рисунок). В советской геологической литературе по предложению Н.П. Хераскова периклиналильными принято называть прогибы, лежащие целиком на геосинклинальном основании в областях погружения складчатых зон. По мнению А.Л. Яншина (1962), к ним относятся такие территории как Западная Туркмения (периклиналильный прогиб Копетдага), Бакинский район (периклиналильный прогиб Главного Кавказского хребта), район лагуны Маракаито в Венесуэле (периклиналильный прогиб колумбийских Анд), а также бассейн Вентура в южной части штата Калифорния, США.

К Северному периклиналильному прогибу Уральской складчатой системы принадлежат Карская, Коротаихинская и Косью-Роговская ванны, причем первые две ванны разобщены Пайхойским поперечным поднятием, а Коротаихинская и Косью-Роговская ванны – восточной частью гряды Чернова. Очертания северо-восточного внешнего угла Европейской платформы определяются сходящимися под углом ее краевыми швами – разломами, намечающими положение шовных струк-

тур гряды Чернова и северо-восточной части гряды Чернышева. Эти разломы ограничивают соответственно с юга и востока Коротайхинскую и Косью-Роговскую впадины Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, отделяя их от Печорской экзогональной впадины Европейской платформы.

К Южному периклинальному прогибу Уральской складчатой системы, положение и особенности строения которого впервые наметил А.Л. Яншин (1962), относятся Актюбинская, Атжаксинская и Примугоджарская полосы распространения моласс верхнего палеозоя. Эти полосы разобщены системой субмеридиональных разломов, разделяющих структурно-тектонические зоны уралид. Наиболее западная, Актюбинская полоса лежит на южном погружении Зилаирского синклинория и, по-видимому, отделена краевым швом от Прикаспийской экзогональной впадины Европейской платформы.

Между Северным и Южным периклинальными прогибами Уральской складчатой системы расположены впадины Предуральского краевого прогиба: Большесынинская, Верхнепечорская, Соликамская и Бельская. Наиболее северная из них Большесынинская и Косью-Роговская впадина Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы разобщены поперечным поднятием южной части гряды Чернышева, внутренняя структура которой намечена Яньюской системой кулисных разломов. Впадины собственно Предуральского краевого прогиба разделены поперечными горстообразными поднятиями разной амплитуды (с севера на юг): Тимаизским, Полодовским и Каратауским.

Тимаизское поперечное поднятие наметилось на простирации разлома Печорской гряды – зоны раздела между мио- и эвгеосинклинальными формациями рифея в составе байкальского складчатого фундамента Печорской экзогональной впадины. Полодовское поперечное поднятие лежит на юго-восточном продолжении зоны краевых швов. Оно ранее отделяло Тиманский отрезок Урало-Тиманской рифейской геосинклинальной области от основного, эпикарельского блока Европейской платформы, а затем составило систему крутых надвигов, ограничивающих с запада блоки Тимана на юго-западной периферии Печорской экзогональной впадины. Наконец, положение Каратауского поперечного поднятия определяется крупным Ашинским разломом.

Самая южная Бельская впадина Предуральского краевого прогиба воздымается к югу и от гораздо более погруженной Прикаспийской экзогональной впадины Европейской платформы отделена Урало-Илекским (Берето, Медведев, Яковлев, 1968), или Буртинским¹ поднятием, наметившимся по подошве соленосных отложений кунгура². На широте этого поднятия и западнее его обособляется Мертвосольский блок², обрамленный с востока полосой меридиональных разломов западного борта Предуральского краевого прогиба, с юго-запада – Илекским разломом, принадлежащим системе разломов северного ограничения Прикаспийской впадины (в мезозойских отложениях, развитых на поверхности, ему отвечает Илекская флексура), а с северо-запада – разломом, который, по-видимому, протягивается под долиной р.Урал в направлении г.Оренбурга. Выколотый этими разломами Мертвосольский блок фундамента Европейской платформы погружен относительно территории, простирающейся от него на северо-запад, но приподнят над Предуральским краевым прогибом и еще в большей степени – над Прикаспийской экзогональной впадиной.

Теперь, когда определено пространственное положение Предуральского краевого прогиба, необходимо выявить тектонические различия между ним и периклинальными прогибами, развитыми на северном и южном погружениях Уральской складчатой системы. В отличие от упомянутых периклинальных прогибов

¹ Последнее название более точно определяет положение этого поднятия в бассейнах Бурты и Урта-Бурты – левых притоков р. Урал, верховья которых приближены к долине р. Илек.

² Его иногда называют Приоренбургским (Кожевников, 1962), но чаще Соль-Илекским (Клубов, Фомина, Горелов, 1962).

Предуральский краевой прогиб лежит почти целиком на платформенном основании – только к северу от Поллодова кряжа, в Верхнепечорской ванне намечается его внутренняя зона, лежащая на геосинклинальном основании.

Формационный ряд Предуральского краевого прогиба начинается морской сероцветной молассой, которая в его внутренней зоне накапливалась с верхнего карбона, а во внешней зоне – с нижней перми. Выше выделяется эвапоритовая (соленосная) формация нижней перми (кунгура) и континентальная пестроцветная моласса верхней перми и нижнего триаса (на севере – всего триаса).

Формирование периклинальных прогибов Уральской складчатой системы также началось накоплением морской сероцветной молассы верхнего карбона и нижней перми, к востоку переходящей во флишевые образования. Эвапоритовая формация нижней перми на юге Урала развита только на западной периферии периклинального прогиба, сопредельной с глубоко погруженной Прикаспийской впадиной. На севере Урала, в ваннах Северного периклинального прогиба она замещается мощной угленосной паралической формацией нижней перми (кунгура), сменяющейся угленосной континентальной молассой верхней перми¹. Выше лежит пестроцветная, преимущественно красноцветная континентальная моласса, на севере относящаяся к триасу, на юге – к верхней перми и нижнему триасу.

Периклинальные прогибы Уральской складчатой системы от Предуральского краевого прогиба отличаются появлением специфических формаций (флишевой, угленосной паралической), резким увеличением мощностей выполняющих их отложений, наличием угловых несогласий в основании последних, более интенсивной и повсеместной их дислоцированностью. Эти различия объясняются, по-видимому, относительно большей подвижностью геосинклинального основания периклинальных прогибов (Журавлев, 1964 б).

Рассмотрим в качестве примера строение самой южной и наиболее изученной Бельской ванны Предуральского краевого прогиба. В ее контурах западная граница прогиба фиксируется четкой гравитационной ступенью, а восточная по данным бурения последних лет (Камалетдинов, 1962, 1965а, б; Камалетдинов, Кудашев, 1968) уходит под надвиги западного склона Урала, которые территориально приурочены к западному крылу Башкирского антиклинория и западной окраине Зилайского синклинория. В пределах Башкирского антиклинория амплитуда их горизонтального перемещения сравнительно небольшая и не превышает нескольких сотен метров или первые километры, но на западной окраине Зилайского синклинория она значительна и достигает десятков километров.

Здесь установлено надвигание мощных толщ флишеидных пород верхнего девона и карбона на существенно карбонатные отложения среднего и нижнего карбона, слагающие автохтон. По мере движения на юг вдоль западной окраины Зилайского синклинория амплитуда надвигов, по-видимому, постепенно уменьшается. На широте г. Оренбурга, где породы верхнего девона и нижнего карбона Зилайского синклинория испытывают общее погружение к югу, к Актюбинской полосе Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, в системе развитых здесь складок надвиги практически отсутствуют.

Вдоль западного пологого борта Бельской ванны, фиксируя его положение, протягивается зона развития рифовых массивов нижнепермского возраста. В пределах этой ванны шириной до 8 км выявлено свыше 40 рифовых массивов,

¹ В Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба отложения кунгура (до 700 м) представлены ангидритами, доломитами и аргиллитами с пачкой (до 220 м) каменной и калийной солей. В ваннах Северного периклинального прогиба им отвечает воркутинская угленосная серия, мощность которой втрое больше (до 2400 м). Также резко различается мощность докунгурских и послекунгурских отложений: в Верхнепечорской ванне Предуральского прогиба она не превышает 600 и 1000 м, в ваннах Северного периклинального прогиба достигает 1800 м (докунгурская юнъягинская серия) и 3400 м (послекунгурская печорская серия).

отстоящих друг от друга на расстоянии от 3–7 до 7–12 км. Размеры (1,7–7,0 х 0,4–1,0 км) и форма их различны, причем они расположены либо по одиночке, либо образуют связки с несколькими вершинами. На севере, вблизи Каратауского поперечного поднятия, часть рифов выведена на дневную поверхность. Южнее они погружаются, однако не плавно, а уступами, что, вероятно, определяется особенностями строения Бельской ванны. Так, вершина самого северного погребенного Амировского рифа имеет абсолютную отметку 207 м, а одного из самых южных рифов – Кунакбаевского – 1540 м (Кошляк, Якупов, 1963).

Внутренне строение Бельской ванны Предуральского краевого прогиба определяется характером залегания подошвы соленосных отложений кунгура. Ее северная центроклиналь – так называемая Столяровская зона – резко сужена и с запада обрамлена цепочкой обнаженных и погребенных рифовых массивов, а с востока – надвинутым краем Башкирского антиклинория. По данным бурения глубины залегания артинских отложений здесь не превышают 2 км. На восточном краю Столяровской зоны выделяется система погружающихся к югу довольно резко выраженных в подсолевых отложениях антиклинальных складок, крылья которых сложены дизъюнктивными нарушениями. К этой системе относятся (с севера на юг): Кинзепулатовская, Ромадановская, Воскресенская, Арслановская, Волостновская и другие складки. Данные бурения показывают, что восточные крылья этих складок более круты и осложнены разрывом типа поддвигов (Камалетдинов, Кудашев, 1968).

К югу от широтного отрезка течения р. Белой подсолевые отложения резко погружаются по уступу субширотного простираения с амплитудой до 500–700 м, выявленному по геологическим и геофизическим данным. Наиболее погруженная часть Бельской ванны – Бельско-Сакмарская мульда – расположена в центральных районах междуречья Белой и Сакмары, где по данным сейсмического профиля I подсолевые отложения залегают на глубине свыше 4 км. Эта глубина значительна, но по сравнению с Прикаспийской экзогенальной впадиной не столь велика – на большей части последней она вдвое больше и только по ее окраинам становится соизмеримой с установленной в максимально погруженной части Бельской ванны.

Еще южнее подсолевые отложения начинают испытывать подъем к югу, к Буртинскому поднятию, замыкающему Бельско-Сакмарскую мульду. Воздымание происходит не плавно, а уступами, которые установлены сейсморазведкой на широтных отрезках течения Сакмары и Урала (Берето и др., 1968).

Заложение Бельской ванны и всего Предуральского краевого прогиба в целом фиксируется накоплением морской сероцветной молассы на самом восточном краю Европейской платформе вдоль формирующейся Уральской складчатой системы. Более пестрая палеогеографическая обстановка существовала здесь в ранней перми, когда вдоль наметившегося западного борта компенсационного опускания с ассельского до позднеартинского времени формировалась субмеридиональная цепочка рифов. Последние сложены светлыми органогенными и органогенно-детритовыми известняками, мощность которых 500 м и более (мощность нижнепермских органогенных известняков Ишимбайского рифа превышает 1 км). В разрезе это линзы, переходящие по простираению в отложения других фаций.

К западу от цепочки рифов прослеживаются отложения фации отмелей – детритовые известняки, иногда с органогенными банками. Мощность их не превышает первых сотен метров, но последовательно возрастает к западу.

К востоку от цепочки рифов выделяется широкая полоса развития депрессионного комплекса фаций. В пределах этой полосы погружение не компенсировалось накоплением малоомощных (100–200 м) темно-серых и черных глинисто-карбонатных отложений. Значительные глубины бассейна (до 1000 м) позволили И.В. Хворовой (1947) в Ишимбаевском районе отнести эти отложения к батинальным.

В погруженных частях Бельской ванны накопление глубоководных отложений началось уже в конце карбона. Лишь позднее некомпенсированная осадконакоплением Бельская ванна как и весь Предуральский крайовой прогиб заполнилась

мощными соленосными отложениями кунгура и континентальной красноцветной молассой верхней перми и триаса. Наличие пластичных соленосных отложений обусловило формирование в ваннах Предуральского краевого прогиба локальных структур, созданных соляной тектоникой, но подчиненных субмеридиональным, уральским простираниям.

Таким образом, Предуральский краевой прогиб является регионально нефтегазоносной структурой. Уже давно доказана нефтегазоносность цепочки рифов его западного ограничения – Бельской ванны, причем установлено, что наиболее северные из них (расположенные к северу от широты г.Стерлитамака) слабо нефтеносны или вообще не содержат нефти. Южнее, по мере погружения эти рифы заключают чисто нефтяные или газонефтяные месторождения, а еще южнее – газоконденсатные месторождения с небольшими нефтяными оторочками или без них (Кошляк, Якупов, 1963).

На северо-востоке Бельской ванны, в пределах Кинзебулатовской, Ромадановской и Воскресенской структур, промышленно нефтеносны трещиноватые карбонатные сакмарские и артинские отложения, а в наиболее приподнятых частях этих структур также известняки верхнего карбона. Покрышкой этих нефтяных залежей служат соленосные и сульфатные отложения кунгура. На более южных структурах того же района – Арслановской и Волостновской – залежи нефти установлены в пористых средне-, верхнекаменноугольных известняках, перекрытых депрессионными сакмаро-артинскими (и частично верхнекаменноугольными) мергелями с прослоями и пачками аргиллитов, реже глинистых известняков (Берето и др., 1968).

Совсем недавно в пределах смежного с Бельской ванной Мертвосольского (Соль-Илецкого) блока на Краснохолмской и Оренбургской структурах был получен газ и конденсат из отложений артинского яруса – газ из отложений среднего карбона (Шпильман и др., 1967).

В северной части Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба в 1964 г. было открыто уникальное Буктыльское газовое месторождение, приуроченное к одноименной антиклинальной складке. В карбонатных отложениях среднего карбона и нижней перми на глубинах 2200–3700 м здесь была выявлена весьма крупная залежь конденсатного газа. Установленные запасы этой залежи более 200 млрд. м³ газа и не менее 60–70 млн. т геологических запасов конденсата (Кремс, Вассерман, Моделевский, 1967).

Следовательно, изучение особенностей внутренней структуры и истории формирования Предуральского краевого прогиба интересно не только в чисто научном отношении, но и является крайне важным для практической цели.

Литература

- Берето Я.А., Медведев Н.Ф., Яковлев Ю.И. Некоторые данные о строении Предуральского прогиба в связи с поисково-разведочными работами на газ. – Нефтегазовая геол. и геофиз., научн.-техн. сб. 3, 1968.
- Богданов А.А. Некоторые замечания о краевых прогибах. – Вестн. МГУ, серия геол. и географ., 1955, № 8.
- Богданов А.А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. – Вестн. МГУ, серия геол., 1968, № 1.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Ханн В.Е. Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания Международной тектонической карты Европы масштаба 1: 2500000). – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38 (3), 1963.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. – (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника). М., "Наука", 1964а.
- Журавлев В.С. Сравнительная характеристика периферических прогибов Уральской складчатой системы и особенности их современного рельефа (автореф. докл.). – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39 (5), 1964б.

- Журавлев В.С. Тектонические ограничения платформ (автореф. докл.). - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 4, 1965.
- Камалетдинов М.А. О клиппенах на Среднем Урале. - Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 5.
- Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. - Геотектоника, 1965а, № 1.
- Камалетдинов М.А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. - Докл. АН СССР, 1965б, т. 162, № 6.
- Камалетдинов М.А., Кудашев А.Ш. О новых надвигах на западном склоне Урала. - Геотектоника, 1968, № 2.
- Клубов В.А., Фомина Г.В., Горелов С.К. Геолого-геофизические и геоморфологические предпосылки нефтепоисковых работ в Южно-Оренбургском районе и Оренбургском Приуралье. - В сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Кожевников И.И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты). - В сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Кошляк В.А., Якупов И.А. О формировании залежей нефти и газа в рифовой зоне Предуральяского прогиба. - Геол. нефти и газа, 1963, № 4.
- Кремс А.Я., Вассерман Б.Я., Моделевский М.Ш. Нефтяная и газовая промышленность Ухты к 50-летию Великого Октября. - Нефтегазовая геология и геофизика, 1967, № 11.
- Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959. (Труды ГИН АН СССР, вып. 28).
- Хворова И.В. Батинальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. - Докл. АН СССР, нов. серия, 1947, т. 57, № 9.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шпильман И.А., Максимов С.П., Воробьев А.С., Кротович А.Т. О направлении дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ в Оренбургской области. - Геол. нефти и газа, 1967, № 11.
- Янишин А.Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. - В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Zhurawlew W.S. Vergleichende Tektonik der Perschora-Kapi und Ponisch=Norddeutschen Senke (Bau und Entwicklungsgeschichte). - Geologie, Bd. 14, H. 1, 1965a.
- Zhurawlew W.S. Kulissenförmige Randnähte der Osteneuropäischen Tafel (in Zusammenhang mit der wahrscheinlichen Lage der südwestlichen Tafelgrenze). - Geologie, Bd. 14, H 10, 1965b.
- Stille H. Über europäische-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Verlegt in der Sitzung am 23 November 1928. - Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. K.l., 1928.

К. А. Клитин

ПРОБЛЕМА БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В последнее время проблема байкалит и байкальской складчатости привлекает внимание широких кругов геологов как в нашей стране, так и за рубежом. Байкалиты выделяют в пределах юга Восточной Сибири, в Европе, Африке, Южной Америке и Австралии. В.С. Журавлев выделял Урало-Тиманскую и Англо-Галицийскую полосы байкалит. Вдоль северо-западного края основного эпикарельского блока платформы им намечается Атлантическая рифейская геосинклинальная полоса, развитие которой в раннем палеозое продолжили каледониды Грампианской геосинклинали. В. С. Журавлев (Журавлев, Раабен, 1968) предполагал продолжение Урало-Тиманской рифейской полосы под водами Ледовитого океана в пределы архипелага Шпицберген.

Время завершения байкалит Урало-Тиманской полосы В.С. Журавлевым фиксировалось по появлению в верхах рифея преимущественно терригенных, пестрых по составу толщ верхов докембрия (ашинская и чурочная свиты на уральском отрезке, кислоручейская – на тиманском). С этими толщами связаны горизонты тиллитоподобных конгломератов. По мнению В.С. Журавлева (Журавлев, Раабен, 1968), формирование рифейских многогеосинклиналей прекратилось в конце докембрия, тогда как в эвгеосинклинальных зонах он допускал геосинклинальное развитие в раннем кембрии.

Большое влияние на выводы В.С. Журавлева по проблеме байкалит оказали работы Н.С. Шатского. В последние годы возникли разногласия о возможности выделения байкальской складчатости и правомерности применения терминов "байкалиты", "байкальская складчатость", поэтому остановимся подробнее на истории выделения байкалит.

Байкальская складчатость впервые была выделена Н.С. Шатским. В 1932 г. появилась его статья "Основные черты тектоники Сибирской платформы", в которой отмечалась неоднородность строения платформы. Н.С. Шатский расчленил ее "на естественные тектонические области, имеющие свои характерные особенности строения".

В разделе "Тектоника" был рассмотрен и спорный вопрос о возрасте и строении обширных горных сооружений, обрамляющих с юга Сибирскую платформу и включающих Байкальскую горную область, Восточный Саян и Енисейский край.

В начале 30-х годов одна группа геологов (И.Д. Черский, Э. Зюсс, В.А. Обручев) относили эти сооружения к так называемому "древнему темени Азии", т.е. к древнейшим областям, которые В.А. Обручев сравнивал с Балтийским и Канадским щитами. Другая группа (Л.Делоне, М.М.Тетяев, А.А.Борисяк), наоборот, включали эти территории в состав каледонид. Глубоко проанализировав данные о строении спорных областей, Н.С. Шатский пришел к новому толкованию тектоники этих территорий.

В первую очередь Н.С. Шатский обратил внимание на соотношение метаморфических толщ несомненного докембрия с фаунистически охарактеризованными кембрийскими известняками. При этом особое внимание привлекла мощная серия кластических пород, расположенная между ними в районе Прибайкалья (ушаковская и мотская свиты) и на севере Енисейского края (чивидинская

серия), которые в 30-х годах относились к основанию кембрия, а в настоящее время к венду – верхнему рифею. Происхождение этой серии Н.С. Шатский связывал с определенным историческим этапом в развитии рассматриваемых районов. Сильные орогенические движения, связанные со складкообразованием конца докембрийского времени, создали в Байкальской зоне сложный рельеф, может быть ряд скалистых островов, разрушение которых и дало обильный кластический материал, отложившийся в виде мощных терригенных осадков конца докембрия – начала кембрия. Тектонические движения продолжались здесь и в последующее время палеозоя (Шатский, 1932).

Н.С. Шатский на основании естественно-тектонического районирования Сибирской платформы выделил крупные участки земной коры, претерпевшие в конце докембрия интенсивные складчатые движения, в результате которых накопились мощные толщи обломочных пород орогенного комплекса и прекратилось дальнейшее геосинклинальное развитие.

По мнению Н.С. Шатского (1946), одновозрастные с байкалидами складчатые сооружения располагаются между Тиманом и Уралом. Серицитовые сланцы Тимана рассматривались им как выходы на поверхность байкальского складчатого основания, погруженного восточнее под мощные толщи палеозоя Печорской впадины. Эта складчатая система получила название Тиманид. Близкие по возрасту зоны развиты по внешней окраине Скандинавских каледонид в районе Спарагмитового поля юга Норвегии, а также в Емтланде и Финмаркене, где отмечаются структурные формы, образованные гиперборейской серией и перекрытые несогласно и с разрывом тиллитоподобными конгломератами верхов докембрия.

Однако рифейские геосинклинали Тиманид отличались от скандинавских, так как Тиманская геосинклиналь замкнулась в предпалеозойское время, тогда как в Скандинавии "каледонское" геосинклинальное развитие унаследовало "рифейские движения" и только вдоль их окраин оформились небольшие складчатые зоны.

А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский (1933) дали конкретное определение байкальской складчатости, как складчатости, спаявшей в одно целое массив Сибирской плиты к самому концу эозоя и отметили, что основные движения в Прибайкалье и на Енисейском кряже относятся к концу докембрия.

Таким образом, байкальские складчатые области, согласно представлениям Н.С. Шатского, прекратили свое геосинклинальное развитие в конце докембрия, хотя унаследованные движения продолжались и в нижнем палеозое. Н.С. Шатский на основании еще очень предварительных данных впервые понял формационный смысл терригенных толщ, подстилающих кембрий, таких, как чивидинская свита Енисейского кряжа, ушаковская в Прибайкалье и другие. Формирование их он связывал с разрушением горных сооружений, возникающих в конце докембрия, т.е. считал их орогенным комплексом пород. Он уже тогда отверг широко распространенное предположение, согласно которому глыбовые конгломераты чивидинской свиты севера Енисейского кряжа рассматривались как ледниковые образования (тиллиты), высказав предположение о их пролювиальном генезисе.

Вероятно не ледниковое происхождение имеют и тиллитоподобные конгломераты варяжской серии, подстилающей кембрий вдоль окраины каледонид Норвегии, Шпицбергена и Гренландии. Их появление тоже связано, по-видимому, с байкальской складчатостью (Клитин, 1965; Красильщиков, 1967).

Детальные работы в Байкальской горной области, находки нижнекембрийской фауны в дислоцированных толщах убедили Н.С. Шатского (1960), что байкальскую складчатость, как и любую другую складчатость, следует рассматривать как длительный и неравномерный процесс, растягивающийся от конца докембрия вплоть до верхнего кембрия.

При таком широком определении диапазона проявления байкальской складчатости к байкалидам можно относить области, завершившие свое развитие

как в конце докембрия, так и в первой половине кембрия. Некоторые авторы, применяя формально определение байкалитид, предложенное Н.С. Шатским, отнесли к ним обширные территории распространения каледонид (салаирид) юго-западной Сибири, геосинклинальное развитие которых окончилось в первой половине кембрия. Однако Н.С. Шатский подчеркивал, что эта область по истории развития резко отличается от типичных байкалитид и ее всегда следует включать в состав каледонид.

Другие исследователи считают, что термин "байкалитиды" потерял четкость и его следует заменить. Е.Н. Алтухов, А.Д. Смирнов, Б.Н. Красильников (1972) предлагают геосинклинальные системы, замкнувшиеся в конце докембрия, называть рифеидами. Однако подобная замена термина "байкальская складчатость" вряд ли целесообразна. Н.С. Шатским описаны в качестве тектонотипа байкалитид те области, которые в настоящее время рассматриваются как основные сторонниками выделения рифеид. Появление в конце рифея орогенных толщ, формирующих своеобразные структуры, берутся сторонниками выделения рифейской складчатости за основу. Конечно за последние годы появилось много новых данных, позволяющих уточнять и дополнять содержание байкальской складчатости.

По имеющимся геологическим данным в конце докембрия (а именно в верхнем рифее) в геосинклинальных системах юга Сибири происходило замыкание рифейских геосинклинальных систем и прошли орогенические движения, сопровождающиеся формированием новых структур. Этот процесс выявляется при формационном анализе.

Н.П. Херасков (1963) отметил возможность выяснения возраста складчатости на основе формационного метода. Формации – понятия тектонические, они тесно связаны с определенными структурами и изменяются в зависимости от изменения тектонического режима и структурного развития земной коры.

Термин "возраст складчатости" в настоящее время понимается не в буквальном смысле. Структурные формы геосинклиналей развиваются длительно, причем начало их развития не всегда удается установить. Под возрастом складчатости следует понимать время замыкания геосинклинальных систем, когда на их площади начинают формироваться орогенные структуры. Это время наиболее точно устанавливается формационным анализом – сменой геосинклинальных формаций орогенными. Процесс замыкания геосинклинальных систем и областей может охватить большой интервал времени, который далеко не всегда поддается качественной оценке. С определенной долей точности, вполне доступной для тектонического районирования, время замыкания фиксируется по началу накопления орогенных формаций.

На площади складчатых областей Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Байкальской складчатой области, нагорья Сангилен повсеместно развиты своеобразные впадины, выполненные грубообломочными толщами вендско-верхнерифейского возраста. Ранее эти толщи, среди которых основную роль играет молассовая формация, были отнесены к орогенным образованиям (Клитин, Постельников, 1966; Клитин, Постельников, Павлова, 1970).

Орогенные толщи этих впадин часто не содержат вулканогенных образований. Вверх по разрезу орогенные формации в ряде впадин постепенно и без резкого перерыва сменяются карбонатными толщами ниже-среднекембрийского возраста, которые по формационному составу приближаются к одновозрастным породам Сибирской платформы.

В результате исследований последних лет установлено, что ушаковская и мотская свиты орогенного комплекса Западного Прибайкалья оказались не кембрийскими, а более древними. Так, в мотской свите были обнаружены строматолиты и микрофитолиты юдомского комплекса, а определение возраста по глаукониту дало цифру 609 млн. лет. Вероятно возраст подстилающей ушаковской свиты, по крайней мере ее нижней половины, может быть верхнерифейским.

Более древним чем это предполагается ранее оказался возраст орогенных толщ в пределах Енисейского кряжа, где по данным Е.С. Постельникова (1973) в северо-восточной части Енисейского кряжа на рифейских геосинклинальных толщах располагаются сравнительно просто построенные грабенообразные впадины, выполненные терригенными и терригенно-карбонатными толщами чингасанской серии. Накопление этой серии, отнесенной Е.С. Постельниковым к орогенным образованиям, судя по данным радиометрии (K-Ar метод по глаукониту), происходило в интервале 800-600 млн. лет (Казаков, Кнорре, Стриев, 1966). Таким образом, если полученные цифры возраста правильны, формирование орогенных образований началось на севере кряжа в верхнем рифее и продолжалось до начала кембрия.

В последнее время интересные данные получены Советско-Монгольской экспедицией в Северной Монголии. Эта территория в конце рифейского времени была вовлечена в складчатость, формировались орогенные толщи, но геосинклинальное развитие в дальнейшем не прекратилось. На фоне вендских орогенных прогибов заложилась ниже-среднекембрийские карбонатные миогеосинклинали.

В Прихубсугульском прогибе севера Монголии дархатская и хубсугульская серии вендско-кембрийского комплекса, тесно связанные друг с другом, лежат несогласно с базальными конгломератами в основании на зеленых сланцах окинской свиты (Зайцев, Ильин, 1970). Судя по данным радиологического возраста низы дархатской серии вряд ли древнее венда либо самых верхов рифея.

И.П. Палей (1973г.) установил в горном массиве Хан-Хухей Северо-Западной Монголии несогласное перекрытие вендского возраста складчатых структур нижнего - среднего рифея. Предвендский возраст складчатости и метаморфизма характерен, по-видимому, для севера Тимана и п-ова Канина где, правда, пока не обнаружены орогенные образования, но, по данным В.Г. Гецена (1972), радиологический возраст метаморфических толщ п-ова Канина 680-500 млн. лет, а возраст прорывающих их интрузий 665-480 млн. лет.

Таким образом, байкальская складчатость проявилась на обширных территориях юга Сибири и в пределах севера Европы. В связи с ее влиянием на Енисейском кряже, Восточном Саяне, частично в Байкальской складчатой области и на Тимане дальнейшее геосинклинальное развитие прекратилось, а в каледонидах западного сектора Арктики, на севере Монголии, юге Байкальской области после байкальской складчатости формировались каледонские миогеосинклинали.

Байкальская складчатость установлена в предвендское, а в отдельных участках вероятно и в верхнерифейское время. Судя по данным абсолютного возраста, в северной части Енисейского кряжа накопление орогенного комплекса продолжалось в интервале от 800 до 600 млн. лет.

Байкальская складчатость проявлялась, вероятно, неодновременно. Так, например, на юге Енисейского кряжа, Тимане, в пределах каледонид Норвегии, Шпицбергена и Гренландии она прошла раньше, в непосредственно предвендское или вендское время.

Байкальскую складчатость совершенно необходимо отделять от раннекаледонской (или салаирской), происходившей в кембрийское время.

Следовательно, едва ли целесообразно заменять термин "байкальская складчатость". При выделении байкальской складчатости Н.С. Шатский использовал те же факты и наблюдения, которые кладутся в основу и при современном анализе проявления байкальской складчатости в пределах юга Сибири.

Литература

Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Красильников Б.Н. Соотношение байкальского и салаирского этапов геосинклинального развития и завершающих их складчатостей (на примере Центральной Азии). - Геол. и геофиз., 1972, № 9.

- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т.11, вып. 4, 1933.
- Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Автореф. канд. дисс. М., 1972.
- Журавлев В.С., Раабен М.Е. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития. - В сб.: Орогенические пояса. (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука", 1968.
- Зайцев Н.С., Ильин А.В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР). - Геотектоника, 1970, № 5.
- Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стриев В.П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский край, Туруханское и Чадобецкое поднятия). - В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Клитин К.А. Байкальская складчатость и тиллитоподобные конгломераты в разрезах каледонида Европы и Гренландии. - Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 3.
- Клитин К.А., Постельников Е.С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. - Геотектоника, 1966, № 6.
- Клитин К.А., Постельников Е.С., Павлова Т.Г. Байкалиды Юго-Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1970. (Труды ГИН АН СССР, вып. 219).
- Красильщиков А.А. Тиллитоподобные породы Северо-Восточной Земли. - В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л., Изд-во НИИГА, 1967.
- Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского края). М., Изд-во АН СССР, 1973. (Труды ГИН АН СССР, вып. 243).
- Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, № 3-4, 1932.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. - В кн.: Стратиграфия позднего докембрия. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Херасов Н.П. Некоторые общие закономерности в истории и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 91).

УСТЮРТСКИЙ МАССИВ

В северной части плато Устюрт между Каспийским и Аральским морями на карте выделен Устюртский массив, предположительно сложенный переработанными нерасчлененными добайкальскими складчатыми образованиями. Однако вопрос о возрасте его складчатого фундамента окончательно не решен. Напомним, что А.Д. Архангельскому (1923) принадлежит идея о существовании подземного горста Устюрта, отделяющего систему складчатых сооружений Урала и Южного Тянь-Шаня от несколько более молодой системы Донбасса и Мангышлака. Правда, позднее А.Д. Архангельский (Архангельский и др., 1937) допускал, что выявленная между р. Эмбой и северными чинками Устюрта полоса положительных аномалий силы тяжести (Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум) фиксирует подземную связь Урала с Донбассом. Эта гипотеза впоследствии разделялась многими исследователями, но сам А.Д. Архангельский (1941) сомневался в ее достоверности и к истолкованию аномалий геофизических полей подходил сдержанно.

Ранние представления А.Д. Архангельского о погребенном докембрийском горсте Устюрта поддерживал Г. Штилле (Stille, 1928), который допускал, что этот горст подобно волнорезу разделяет субмеридиональные уралиды и субширотные рениды. Он указывал, что, "исходя из общей картины складчатости Юго-Восточной Европы и представлений Архангельского, примерно под Устюртом следует ожидать присутствия южного окончания обширного фенносарматского форланда. Тогда, с выклиниванием этого форланда, оба ствола варисийских складок (т.е. рениды на юге и уралиды на востоке), далеко отодвинутые друг от друга в Европе, благодаря наличию форланда здесь, по-видимому, сильно сближаются и в конце концов смыкаются" (Штилле, 1964, стр. 128).

На вероятный докембрийский возраст фундамента Устюрта и необходимость его включения в состав Европейской платформы указывали О.С. Вялов (1933), Ю.А. Косыгин (1952), Э.Э. Фотиади (1958), Н.В. Неволин (1958б; Неволин, Аввакумов и др., 1962), Н.А. Калинин (1963); В.Л. Соколов (1964) и А.А. Богданов (1964). Н.В. Неволин (1965) в пределах плато Устюрт замечал положение Бинеуского, Северо-Устюртского и Барса-Кельмесского дорифейских срединных массивов, обтекаемых зонами рифейско-нижнепалеозойских и ниже-среднедевонских (эйфельских) складчатых образований. Н.П. Казаков (Казаков, Знаменский, 1957; Казаков, 1963) считал, что роль тектонического "клина", разделяющего субмеридиональные и субширотные варисиды, принадлежит каледонскому срединному массиву Северного Устюрта. По мнению А.Л. Яншина (1947, 1948, 1951), в пределах этого "клина" должны быть заключены верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские отложения краевых прогибов, погребенные под более молодыми отложениями.

Упомянутый "клин" отсечен от Эмбенской складчатой системы, служащей фундаментом юго-восточной части Прикаспийской впадины, зоной Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. Существуют две основные точки зрения на тектоническую природу данной зоны: согласно первой, северному "склону" Южно-Эмбенского регионального гравитационного макси-

му отвечает погребенное Южно-Эмбенское краевое поднятие подсолевого ложа Прикаспийской впадины (Яншин, 1955; Журавлев, 1957, 1960; Яншин, Гарецкий и др., 1961; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962; и др.), согласно второй, вдоль этого "склона" протягивается варисцийский краевой прогиб (Неволин, 1958а; Прошляков, Васильев, 1962; Арабаджи и др., 1965; Васильев, 1968; и др.).

Сторонники первой точки зрения указывали, что скв. 5, 1а, 3 и 2, пробуренные на северном "склоне" максимума под мезозоем, вскрыли платформенные отложения нижней перми и карбона (до тульского горизонта визейского яруса), а скв. 4, 7, 10 и 11, заложенные на южном его "склоне" – граувакковые толщи франского и фаменского ярусов нижнего карбона. Состав пород палеозоя, вскрытых в пределах южного "склона" максимума; значительные углы их падения (30–50°, реже 70–80°, иногда не более 10–20°) и большая мощность (в скв. 10 и 11 до 1800 м только отложений фаменского яруса) позволили считать, что они относятся к миогеосинклинальной зоне варисцийской складчатой области (Яншин и др., 1961; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962),

Наличие этой области признавали и сторонники другой трактовки тектонической природы Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. По установившейся традиции территория, простирающаяся к югу от него, обычно рассматривалась как северная часть Туранской плиты, складчатым фундаментом которой служат погребенные субширотные герциниды (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Вольвовский и др., 1966).

Данные сейсморазведки, уже частично опубликованные (Бакиров, Быков, Гаврилов, 1968; Кунин, Сапожников, 1969а, б; Булекбаев и др., 1970) заставляют внести существенные коррективы в сложившиеся представления о глубинной тектонике плато Устюрт. Проложенные через него сейсмические профили показали, что ниже весьма полого залегающей преломляющей границы с $V_r = 5,4$ км/сек, отождествляемой с поверхностью пород верхнего девона – нижнего карбона, прослеживается еще ряд невыдержанных, но также пологих преломляющих границ, явно приуроченных к более древним горизонтам палеозоя. Только на глубинах от 5–7 до 10–12 км в пределах Северного Устюрта выделяется очень выдержанная преломляющая граница с $V_r = 6,0$ – $6,2$ км/сек, которая является, по-видимому, продолжением границы, предположительно отождествленной в юго-восточной части Прикаспийской впадины (в пределах Эмбенской складчатой системы) с поверхностью докембрийского (байкальского) складчатого фундамента и обладающей теми же граничными скоростями. Характерно, что на территорию Северного Устюрта распространяется аномальное магнитное поле, собственное фундаменту юго-восточной части Прикаспийской впадины – Эмбенской складчатой системе (Касаткин, 1966а, б).

Вероятно, в пределах Северного Устюрта лежит вершина юго-восточного внешнего угла Европейской платформы – Североустюртский массив (Бакиров, Быков, Гаврилов, 1968; Журавлев, 1969; Кунин, Сапожников, 1969а, б; Булекбаев и др., 1970), или Аральская глыба (Андреев и др., 1966; Абдуллин, 1968), отделенный от основной части платформы узким и протяженным Южно-Эмбенским авлакогеном, открывающимся в Уральскую геосинклиналь. Точные очертания этой отсеченной вершины юго-восточного внешнего угла Европейской платформы – ее Устюртского выколотого блока – еще не определены, трактуются различно и несомненно подлежат уточнению. Однако уже сейчас ясно, что Южно-Эмбенская полоса складчатого палеозоя не является внутриплатформенным грабеном (Калинин, 1963), не принадлежит к внешней, миогеосинклинальной зоне варисцийской складчатой области (Яншин и др., 1961; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962). Вряд ли она может рассматриваться и как Южно-Эмбенская ветвь герцинид, состоящая из трога и некогда приподнятой кордильеры (Булекбаев и др., 1970). Скорее всего она относится к категории сквозных авлакогенов (по терминологии А.А. Богданова, 1961).

Условно принятый на карте архейский возраст Устьуртского массива надежно не обоснован. Судя по положению этого массива в магнитном поле, к которому относится и юго-восточная часть Прикаспийской впадины (Эмбенская складчатая зона), не исключено, что в действительности он окажется байкальским (Журавлев, 1969; Кунин, Сапожников, 1969 а, б; Булекбаев и др., 1970).

Литература

- Абдулин А.А. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня. - Вест. АН КазССР, 1968, № 8(280).
- Андреев А.П., Бродовой В.В., Гольдшмидт В.И., Кузьмин Ю.М., Морозов М.Д., Эйшлин Р.А. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. - Сов. геол., 1966, № 6.
- Арабаджи М.С., Васильев Ю.М., Мильничук В.С., Чарыгин М.М. О продолжении Предуральского передового прогиба в пределах Прикаспийской впадины. - Сов. геол., 1965, № 7.
- Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М., Гос. изд-во, 1923.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. М.-Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Архангельский А.Д., Михайлов А.А., Федынский В.В., Люстих Е.Н. Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР. - Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
- Бакиров А.А., Быков Р.И., Гаврилов В.П. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устьурта. - Сов. геол., 1968, № 2.
- Богданов А.А. О некоторых проблемах тектоники Европы (в связи с составлением первой Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2500000). Статья 1. - Вестн. МГУ, серия 4, геол., 1961, № 5.
- Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). - Сов. геол., 1964, № 9.
- Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Муравьев В.И., Николаев В.Г., Сапожников Р.Б., Тасыбаев Б.С., Шлезингер А.Е. Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устьурта. М., "Наука", 1970.
- Васильев Ю.М. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах. - Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 77, 1968.
- Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты. М., Изд-во АН СССР, 1966. (Труды ГИН АН СССР, вып. 42).
- Вялов О.С. О тектонике Устьурта. - Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, т. 62, вып. 1, 1933.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических работ. - В сб.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Гарецкий Р.Г., Шрайбман А.Е. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН АН СССР, вып. 44).
- Журавлев В.С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 3, 1957.
- Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН АН СССР, вып. 42).
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. Автореф. докт. дисс. М., 1969.
- Казаков М.П. Главнейшие особенности тектоники Прикаспийской впадины и Устьурта. - Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 43, 1963.
- Казаков М.П., Знаменский В.В. К вопросу о юго-восточном обрамлении Русской платформы. - Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 19, 1957.

- Калинин Н.А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. – Труды ВНИГРИ, вып. 213, 1963.
- Касаткин Д.П. Геологические результаты аэромагнитной съемки юго-восточной части Русской платформы и ее складчатого обрамления. – Сов. геол., 1966а, № 10.
- Касаткин Д.П. Структура кристаллического фундамента юго-восточной части Русской платформы и ее обрамления по данным аэромагнитной съемки (ΔT). – Нефтегазовая геол. и геофиз., научн. техн. сб. 4, 1966б.
- Косыгин Ю.А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.–Л., Гостоптехиздат, 1952.
- Кунии Н.Я., Саложников Р.Б. К вопросу о тектонике, перспективах нефтегазоносности и природе магнитных и гравитационных аномалий Южно-Эмбенского района. – В сб.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, "Наука" КазССР, 1969а.
- Кунии Н.Я., Саложников Р.Б. Тектоника и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений зоны Южно-Эмбенского гравитационного максимума по результатам региональных геофизических исследований. – Геол. нефти и газа, 1969б, № 4.
- Неволин Н.В. Тектоника Прикаспийской впадины. – Геол. нефти, 1958а, № 9.
- Неволин Н.В. Тектоника Устюрта. – Геол. нефти, 1958б, № 7.
- Неволин Н.В. Основные черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., "Недра", 1965.
- Неволин Н.В., Аввакумов В.А., Козлова Е.Ф., Матвеев В.Д., Шахалов И.В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Мугоджар и сопредельных районов. – Сов. геол., 1962, № 10.
- Прошляков Б.К., Васильев Ю.М. Рифогенные образования на Южной Эмбе. – Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. акад. И.М. Губкина, вып. 37, 1962.
- Соколов В.Л. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы. – В сб.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ (Материалы совещания по проблеме тектоники в Москве). М., "Наука", 1964.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. – Труды ВНИИГеофизики, вып. 4, 1958.
- Штилле Г.О. взаимосвязи складчатых зон Европы и Средней Азии. – В сб.: Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Янишин А.Л. Основные особенности тектоники южного окончания Урала. – Рефераты научно-исследовательских работ за 1945 г. Отд. геолого-географ. наук. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Янишин А.Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. – Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Янишин А.Л. Взгляды А.Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. – В сб.: Памяти академика А.Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Янишин А.Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.
- Янишин А.Л., Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 4, 1961.
- Stille H. Über europäische-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Vergelegt in der Sitzung am 23 November 1928. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys., Kl., 1928.

А. Е. Шлезингер

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Тектоническая интерпретация палеозойских комплексов пород Туранской плиты является ведущим звеном в объективной оценке перспектив их нефтегазоносности. К сожалению, эта интерпретация часто ведется без должного использования методов сравнительно-тектонического анализа, что может привести и к субъективной оценке перспектив их нефтегазоносности.

Г.И. Амурский, М.И. Варенцов и В.Г. Васильев (1970), а позднее Г.И. Амурский (1972), рассматривали ряд принципиальных вопросов тектонической природы палеозойских пород юго-западной части Туранской плиты. Однако с большинством их положений согласиться нельзя. Они не дают определение фундамента платформы, поэтому остается неясным, почему фундамент Туранской плиты запада Средней Азии складывается только досреднекарбонowymi породами.

А куда включать многочисленные гранитоиды среднего – верхнего карбона и перми, широко распространенные в пределах Центральных Кызылкумов и Бухаро-Хивинской зоны ступеней? Почему не включать в состав фундамента верхнепалеозойские и триасовые комплексы пород, сложенные преимущественно формациями геосинклинального класса и переработанные альпинотипной складчатостью Мангышлака, Банди-Туркестана, Паропамиза и других районов? Нельзя согласиться, что фундамент Туранской плиты запада Средней Азии сложен досреднекарбонowymi образованиями. Он действительно гетерогенный, но в его строении принимают участие как досреднекаменноугольные породы, так и породы верхнего палеозоя – триаса.

Средне-верхнекарбонowe и пермо-триасовые структурно-формационные комплексы, по данным авторов статьи, образуют самостоятельный, переходный от фундамента к чехлу этаж молодой платформы. На древних поднятиях платформенной области (Кызылкумы, Центрально-Каракумский и Карабогазский своды) эти комплексы отсутствуют. Это положение также не отвечает действительности. Во-первых, почему Кызылкумы являются древним поднятием? Ведь в них распространены различные горизонты геосинклинального палеозоя. Во многих районах известны мощные серии верхнего палеозоя, слагающие внутренние орогенные прогибы и впадины (например, Северо-Букантауская); широко распространены здесь верхнепалеозойские магматические образования. На территории Центрально-Каракумского и Карабогазского сводов также известны осадочно-эффузивные и интрузивные породы верхнего палеозоя (Худобина, 1961; "Фундамент, основные разломы...", 1970).

Г.И. Амурский, М.И. Варенцов и В.Г. Васильев указывают далее, что этап от среднего карбона до триаса является вполне самостоятельным, по значимости соизмерим с этапом геосинклинальной складчатости, приведшим к образованию фундамента, и с типично платформенным этапом. Тектонический режим в период переходного этапа был одинаковым и выражался в интенсивных перемещениях крупных блоковых массивов фундамента, что создавало сходное осадконакопление. Однако анализ палеотектонической обстановки этого отрезка времени показывает резко различные условия развития в разных частях региона. На западе Туранской плиты и в ее складчатых обрамлениях в послераннекарбонowe время существовали крупные линейные прогибы (Ман-

гышлакский, Банди-Туркестанский и др.) с геосинклинальными формациями, затронутыми альпинотипной складчатостью; верхнепалеозойские линейные флишевые и молассовые прогибы (Карачатырский, Сурметашский, Восточно-Алайский и др.) со сложной складчато-покровной структурой; впадины изометрической формы (Северо-Букантауская, верхнепалеозойские впадины Бухаро-Хивинской зоны ступеней и др.), сложенные сероцветной молассой, в которой развиты складчатые дислокации; обширные впадины (Северо-Устюртская, Амударьинская и др.) с пологолежащими эффузивно-молассовыми сериями чехольного типа. С другой стороны, многие районы в этот отрезок времени представляли собой участки активного внедрения интрузивных магматических образований.

Мощные толщи образований от среднекарбовых до триасовых авторы статьи рассматривают как серию характерных эффузивно-молассоидных формаций, типичную для самостоятельного этапа развития. Но почему эффузивно-молассоидные формации должны характеризовать самостоятельный этап развития? Ведь они типичны для орогенных структур, которые имеют определенное положение в развитии земной коры. К сожалению, свое отношение к орогенным структурам Г.И. Амурский, М.И. Варенцов и В.Г. Васильев вообще не высказывают.

По данным авторов статьи, области верхнепалеозойско-раннемезозойского прогибания наследуют доверхнепалеозойские геосинклинали, а поднятия - геантиклинали. Поэтому основные современные впадины следует рассматривать как "сквозные" и древние области прогибания, в которых аномальные особенности промежуточных комплексов неясно и неполно выражены. Однако данные сейсморазведки КМПВ противоречат этому выводу. Практически во всех глубоких впадинах и прогибах, таких, как Мургабская, Амударьинская впадины, Южно-Мангышлакский, Северо-Устюртский прогибы, прослеживается высокоскоростной преломляющий горизонт, интерпретируемый как поверхность фундамента. Повсеместное прослеживание этого горизонта отмечают и сами авторы. Волновая характеристика поверхности фундамента дает основание геофизикам утверждать, что к ней подходят вертикальные или крутонаклоненные пласты различного литологического состава.

Таким образом, материалы сейсморазведки свидетельствуют о резко наложенном характере осадочного выполнения глубоких прогибов и впадин и об отсутствии на их площади сквозного прогибания. По данным сейсморазведки такие глубокие прогибы и впадины, как например Северо-Устюртский, заложены на участках древней (байкальской) консолидации, и палеозойские геосинклинали в их пределах отсутствовали ("Геологическое строение...", 1970).

Среднепалеозойские геосинклинальные прогибы всегда испытывали максимальную складчатость и при платформенном развитии превращались в зоны поднятий. Например, Центральнo-Устюртскому геосинклинальному среднепалеозойскому прогибу соответствует одноименное платформенное поднятие. Аналогичная картина наблюдается и в Туаркырском прогибе, прогибах Центральных Кызылкумов, Уральской складчатой системы и т.д.

Г.И. Амурский, М.И. Варенцов, В.Г. Васильев, судя по строению геомагнитного поля, считают, что территории Карабогазского, Центральнo-Каракумского сводов, а возможно и Центральные Кызылкумы развивались по эвгеосинклинальному типу. Однако с этим положением также трудно согласиться. Центральнo-Каракумский и Карабогазский своды имеют нелинейную, изометрическую форму. Под платформенным мезозойским чехлом здесь развиты преимущественно интрузивные гранитоидные породы. Эти структурные элементы уже давно большинство исследователей (Ю.Н. Годин, В.Е. Хан и др.) совершенно справедливо рассматривают как участки древней (байкальской) консолидации. Морфология и состав слагающих пород полностью исключает возможность их трактовки в качестве эвгеосинклинальных зон палеозойского прогибания.

Нет никаких оснований также считать, что территория Амударьинской синеклизы в палеозое развивалась по мнoгеосинклинальному типу и, следовательно, фундамент здесь сложен значительно менее метаморфизованными породами. Интенсивность складчатости, по мнению Г.И. Амурского, М.И. Варенцова

и В.Г. Васильева, должна затухать к осевой наиболее погруженной внутренней зоне миогеосинклинали. Однако материалы сейсморазведки не подтверждают этого положения. Неясно, из каких соображений исходят авторы, указывая, что в осевых зонах миогеосинклиналей складчатость должна затухать – ведь материалы по строению этих структурных элементов свидетельствуют об обратном. Именно в осевых зонах миогеосинклинальных прогибов чаще всего развита наиболее интенсивная альпинотипная складчатость.

Не отвечает действительности и указание авторов статьи, что в пределах Центрально-Каракумского свода и Бухаро-Хивинской зоны ступеней осадочные образования смыты и размыв углубился до "магматических корней". Осадочные образования палеозоя, по их мнению, сохранились только в осевой зоне Амударьинской впадины. Однако скважины на площадях Центрально-Каракумского свода и Бухаро-Хивинской зоны ступеней вскрывают преимущественно интрузивные образования среднего и верхнего палеозоя, большая часть которых несомненно синхронна по возрасту осадочно-вулканогенным образованиям, выполняющим Амударьинскую впадину. Таким образом, магматические образования Центрально-Каракумского свода и особенно Бухаро-Хивинской зоны ступеней являются не магматическими корнями, а относительно молодыми инъекциями магмы в зонах геосинклиналей или орогенных поднятий, окружающих геосинклинальные или внутренние орогенные прогибы и впадины.

Совершенно бездоказательно и утверждение авторов, что между осадочным выполнением ложа Амударьинской впадины и породами фундамента нет принципиальных различий.

Таким образом, основной вывод Г.И. Амурского, М.И. Варенцова и В.Г. Васильева о затухании складчатости пород фундамента от обрамляющих палеозойских горных сооружений к оси Амударьинской впадины, который они рассматривают как положительный фактор при оценке перспектив газонефтеносности этого региона, не согласуется с данными сейсморазведки. Действительно, отложения среднего и верхнего палеозоя представляют большой интерес для поисков месторождений газа и нефти и в недалеком будущем несомненно станут новым потенциальным комплексом этого вида полезных ископаемых во многих районах плит молодых платформ. Но это связано не с затуханием складчатости пород фундамента, а с тем, что породы среднего и верхнего палеозоя на многих участках, особенно в зонах глубокого платформенного прогибания, входят в состав чехла. Последний подстилается фундаментом ранней (чаще всего, по-видимому, байкальской) консолидации. Сопряжение средне-позднепалеозойского фундамента и разновозрастных образований чехла на территории плит молодых платформ обычно происходит по системам крупных глубинных разломов и поэтому имеет достаточно резкий характер. Породы же фундамента на площади глубоких прогибов и впадин плит молодых платформ, в частности и в пределах Амударьинской впадины, наоборот, наиболее сильно изменены метаморфизмом и магматическими расплавами и для поисков месторождений нефти и газа интереса не представляют.

Литература

- Амурский Г.И. О многоярусном строении фундамента молодых платформ. – В сб.: Строение фундамента молодых платформ. М., "Наука", 1972.
- Амурский Г.И., Варенцов М.И., Васильев В.Г. О нефтегазоносности палеозоя Средней Азии. – Геол. нефти и газа, 1970, № 8.
- Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устюрта. М., "Наука", 1970.
- Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., "Недра", 1970.
- Худобина Е.А. Магматические породы Западной Туркмении. – В кн.: Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 4. – Труды ВСЕГЕИ, т. 45, 1961.

Г. А. Костик, Р. А. Сегедин

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МУГОДЖАР

До недавнего времени существование тектонических покровных структур на Урале полностью отрицалось. После работ М.А. Камалетдинова (1965), М.А. Камалетдинова и Ю.В. Казанцева (1968), М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой (1970) было доказано наличие тектонических покровов на западном склоне Южного Урала в области сочленения Сакмарской тектонической зоны и Предуральского краевого прогиба и в пределах самой Сакмарской зоны. В последние годы установлена целая серия полого залегающих тектонических покровов в пределах западной части Казахского Урала, на западном склоне Орб-Илекской возвышенности (Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971; Ильинская и др., 1972; Пospelов, Руженцев, 1972), что подтвердило идеи, высказанные А.Л. Яншиным (1932) и Н.П. Херасковым (1971).

Покровных структур в восточной части Казахского Урала (в Мугоджарах) известно не было, но, как показали наши наблюдения летом 1972 г., они и здесь присутствуют. Наиболее отчетливо покровные структуры выражены в пределах так называемого Старо-Карабутацкого грабена.

Старо-Карабутацкий грабен (одноименная грабен-синклиналь, по Р.А. Сегедину, 1958 г., или синклиниорий, по П.Л. Смольяникову, 1970 г.) располагается в восточной части Мугоджарского мегантиклинория и представляет собой меридиональную погруженную зону, протягивающуюся на несколько десятков километров и ограниченную с запада и востока глубинными региональными разломами, уходящими корнями до верхней мантии. В отличие от соседних горстобразных антиклинальных зон, сложенных глубоко метаморфизованными породами, в пределах Старо-Карабутацкого грабена на поверхности обнажены отложения среднего, а местами и верхнего палеозоя.

Считалось, что Старо-Карабутацкий грабен разбит целой серией крупных меридиональных разломов, протягивающихся почти параллельно краевым (границным) глубинным разломам, но имеющих меньшую амплитуду вертикальных смещений крыльев и являющихся тектоническими швами между полосами-блоками или клиньями, сложенными различными по возрасту толщами. Однако полевые наблюдения, сопровождавшиеся дешифрированием плановых аэрофотоснимков масштаба 1:10000, показали, что мугоджарские грабены, в частности Старо-Карабутацкий, имеют значительно более сложное и иное в принципе тектоническое строение. Рассмотрим строение участка Старо-Карабутацкого грабена, расположенного на левобережье Карабутака.

В 3 км восточнее развалин старого русского форта Карабута и пос. Старый Карабута широкая долина реки пересекает невысокая, но довольно отчетливо выраженная в рельефе узкая меридиональная гряда, известная под названием Жиландытау. На левом берегу она круто обрывается к речному руслу, образуя живописные скалистые выходы коренных палеозойских пород.

В береговом обрыве хорошо видно, что гребень гряды и ее восточный склон сложены тонкослоистыми кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, а на западном склоне гряды и в расположенном западнее меридиональном понижении выходит преимущественно терригенно-осадочная слоистая песчано-алев-

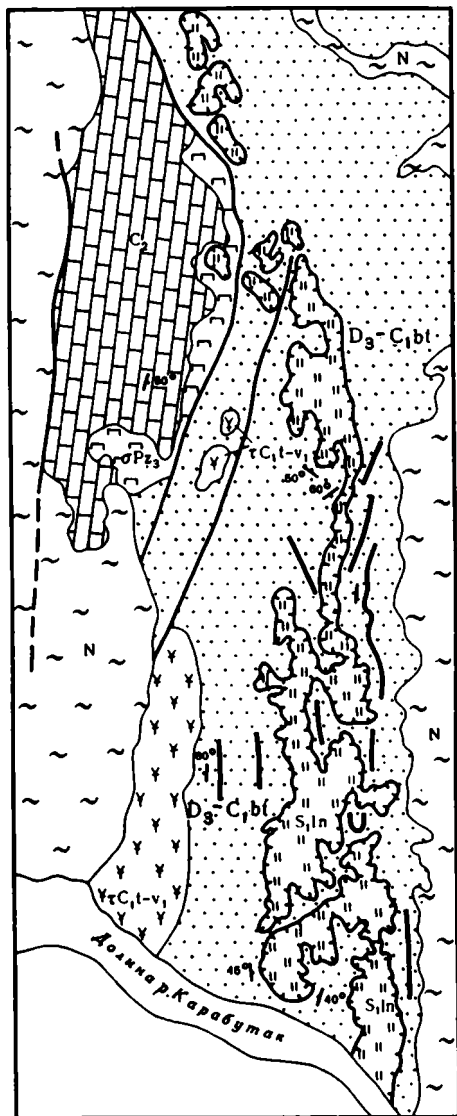


Рис. 1. Геологическая карта части Старо-Карабутацкого грабена

1 - кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы нижнего лландовери; 2 - алевролиты, песчаники, конгломераты бала-талдынской свиты верхнего девона - нижнего карбона; 3 - известняки среднего карбона; 4 - трахитовые порфиры; 5 - серпентиниты; 6 - глины неогена; 7 - геологические границы (а - тектонические, б - стратиграфические); 8 - тектонические покровы; 9 - маркирующие горизонты; 10 - элементы залегания

ритовая толща бала-талдынской свиты. Следующий к западу от лошины меридионально вытянутый холм образован субвулканическим телом трахитовых порфиров. Еще западнее, за узким меридиональным оврагом располагается полоса светлых известняков, частично перекрытая неогеновыми глинами (рис. 1).

Толща кремнистых пород представлена кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, реже массивными кремнистыми породами светло- и темно-серых тонов. Кремнистые сланцы состоят из криптокристаллического агрегатно поляризующего кремнезема, в котором располагаются мелкие скопления слабо просвечивающего пелитового глинистого вещества и редкие чешуйки бесцветной слюды. В некоторых прослоях встречены реликты радиоларий плохой сохранности. Там, где кремнистые сланцы собраны в микро-складки, они лучше раскристаллизованы и часто приобретают брекчиевидный облик за счет насыщения их тонкими разноориентированными прожил-

ками кварца. Кремнистые породы в западной части выходов интенсивно перемяты. Тонкая сланцеватость, являющаяся кливажом течения и почти везде ориентированная субмеридионально, согласно с общим простираанием толщи, пересекает слоистость под острым, а в некоторых случаях под прямым углом.

Гряда кремнистых пород прослеживается непрерывно на юг на протяжении 25 км до р. Шолак-Кайракты. На левобережье Кияктыся В.Г. Кориневским в тонкополосчатых беловато-серых кремнистых сланцах были собраны лландоверийские граптолиты: *Hedrograptus* sp., *Pernerograptus* sp., *Glyptograptus* sp.

Ниже залегает толща бала-талдынской свиты, представленная здесь, по данным М.Н. Аношина и наблюдениям авторов, чередованием следующих пород (с запада на восток):

1. Туфы андезитовых порфиритов грязновато-зеленые, средне-зернистые, сложенные обломками кристаллов альбитизированного плагиоклаза и основной массы. Обломки альбита обнаруживают нечеткое полисинтетическое двойникование, часто разбиты густой сеткой микротрещин и волнисто угасают, иногда серицитизированы. В обломках основной массы микролитовой структуры тонкие лейсты альбита сцементированы хлоритом, замещенным гидрослюдой. Цементом является буровато-зеленый гидробиотит с высокими цветами интерференции, в котором концентрическими полосками располагается рудный минерал - гематит 1,4

2. Глинистые сланцы светло- и желтовато-серые, тонколистоватые, состоящие из слабо просвечивающего пелитового вещества с пятнами криптокристаллического кремнезема и микрочешуйками серицита, в большом количестве отмечаются микроиглолки рутила и мелкие тонкие призмочки светло-зеленого турмалина; заметны точечные выделения гидроокислов железа и комочки землистого лейкоксена. Азимут падения СЗ 306°, угол 15-35° 1,5

3. Кремнисто-глинистые сланцы темно-серые, тонколитчатые, слабо серицитизированные. Азимут падения СЗ 300°, угол 20-25° 8,2

4. Алевриты туфогенные, желтовато-серые, иногда буровато-желтые за счет неравномерного пропитывания гидроокислами железа. Остроугольные обломочки кристаллов альбитизированного плагиоклаза, кварца и альбита сцементированы гидробиотитовым цементом 0,6

5. Пачка частого чередования серовато-желтых глинистых сланцев и тонколистоватых филлитов, которые иногда пятнисто окрашены гидроокислами железа в лиловый цвет. Азимут падения СЗ 300-305°, угол 28-40° 9,1

6. Филлитовидные глинистые сланцы лиловые, тонколистоватые. Азимут падения СЗ 30°, угол 15-40° 15,6

7. Песчаники кварцевые, грязновато-желтые, сильно выветрелые 12,0

8. Конгломераты темно-лиловые. Хорошо окатанная галька представлена молочно-белым и полупрозрачным кварцем, мелкозернистыми метаморфизованными кварцевыми песчаниками, серыми кремнистыми породами с реликтами скелетов радиолярий. Гальки имеют удлиненную форму и ориентированы длинными осями по падению слоя. Азимут падения СВ 25°, угол 40-50° 6,5

9. Песчаники зеленовато-серые с желтоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, полимиктовые. Кластический материал в основном состоит из окатанных обломков кварца с волнистым угасанием и кремнистых пород, в небольшом количестве отмечаются почти неокатанные обломки кристаллов альбита "шахматного" сложения и вулканогенных пород основного состава призматически-зернистой структуры. Цемент серицит-кремнистый с розетковидными новообразованиями буровато-зеленого гидробиотита. Азимут падения СВ 70°, угол 60-80° 4,1

10. Филлитовидные глинистые сланцы, сильно выветрелые 18,4

11. Песчаники полимиктовые, желтовато-серые, средне- и крупнозернистые. Азимут падения ВСВ 80°, угол 35-40° 4,2

12. Пачка частого переслаивания филлитовидных глинистых сланцев, лиловых, серых, серовато-желтых и среднезернистых полимиктовых песчаников. Породы смяты в мелкие складки. Глинистые сланцы содержат отпечатки растений плохой сохранности. Азимут падения ВСВ 80°, угол 10-60° 8,5

13. Конгломераты желтовато-серые (в гальке кварц и кремнистые породы), быстро переходящие в гравелиты и крупнозернистые песчаники. Азимут падения СВ 75° и СЗ 300°, угол 10-40° 1,0

14. Глинистые сланцы филлитовидные, темно-серые, листоватые, с отпечатками растений 10,0
15. Гравелиты светло-серые, сменяющиеся разнотекстурными песчаниками с глинистым цементом 4,7
16. Глинистые филлитовидные сланцы ярко-желтые и белые. Азимут падения ВСВ 80° , угол $40-50^{\circ}$ 1,6
17. Гравелиты, аналогичные гравелитам слоя 15. Азимут падения ВСВ 80° , угол 35° 2,5

Восточнее обнажаются кремнистые сланцы нижнего силура.

В описываемой толще породы разного состава, особенно конгломераты, не образуют протяженных слоев, а залегают в виде недлинных, быстро выклинивающихся линз. К северу и югу от р. Карабутака состав толщи почти не изменяется, лишь уменьшается количество конгломератов, спорадически отмечаются туфы базальтовых и андезитов-базальтовых порфиритов. Туфы базальтового порфирита сложены мелкими (1-4 мм) обломками пород микролитовой структуры, где серицитизированные микролиты плагиоклаза погружены в темно-зеленый хлоритовый базис, слегка обломанными широкими табличками и удлиненными лейстами альбитизированного плагиоклаза, и единичными обломками зерен кварца. Цементируются обломки агрегатом хлорита и гидроокислов железа.

Приведенный разрез почти не отличим от стратотипа бала-талдыкской свиты, описанного в 1958 г. Р.А.Сегединым в среднем течении р. Бала-Талдык, в 4 км выше зим. Тойман. Многолетний спор о возрасте пород бала-талдыкской свиты в настоящее время решен: летом 1972 г. в прослое алевролита из нижней части свиты на левом берегу р. Бала-Талдык нами собраны отпечатки позднедевонских растений *Moresnetia zaleskyi* Stockm., *Dicranophyton niayssiense* Zal., *Sphenopteridium* sp., (определения В.А. Бегучева), а в прослоях тонкоплитчатых известняков верхней части свиты обнаружены раннекаменноугольные фораминиферы. Все это позволяет говорить о позднедевонском - раннекарбонном возрасте свиты.

Породы бала-талдыкской свиты совместно с залегающими выше нижнесилурийскими кремнистыми сланцами смяты в серию небольших складок с пологими крыльями, амплитуда которых десятки - первые сотни метров. При детальном картировании по многочисленным замерам элементов залегания выяснилось, что кремнистые сланцы залегают в ядрах синформных структур, крылья которых сложены глинистыми сланцами и песчаниками бала-талдыкской свиты. Кремнистые сланцы интенсивно перемяты, осложнены микроскладчатостью, разбиты мелкими разрывными нарушениями. Контакт между кремнистыми сланцами и глинистыми сланцами тектонический (рис. 2), падающий

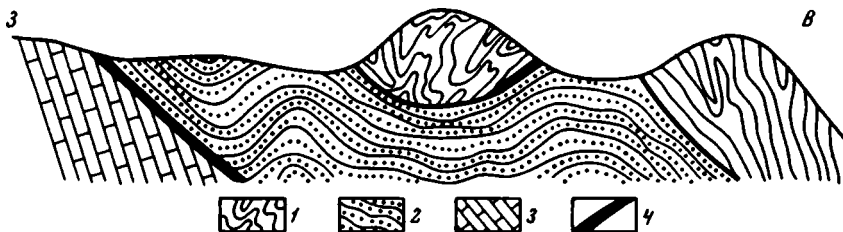


Рис. 2. Геологический разрез через Старо-Карабутацкий грабен

1 - кремнистые сланцы нижнего силура ($S_1 ln$); 2 - алевролиты, песчаники, конгломераты верхнего девона - нижнего карбона ($D_3-C_1 bt$); 3 - известняки среднего карбона (C_2); 4 - гипербазиты

под углами 40–50° на крыльях и очень пологий в ядре. Вдоль восточного контакта прослеживаются мелкие выходы силифицированных серпентинитов, вдоль западного – кварцевая жила. По элементам залегания везде наблюдается падение глинистых сланцев и конгломератов под кремнистые породы силура. Вдоль контакта, на границе толщи кремней и обнажающихся ниже по склону глинистых сланцев, которые, очевидно, являются водоупором, на очень крутом обрыве левого берега реки растет единственная в Восточных Мугоджарах группа невысоких осин.

Смятая в складки пачка кремней и пород бала-талдыкской свиты надвинута на известняки, обнажающиеся в северо-западной части описываемого участка, возраст которых, по данным М.Н. Аношина, датируется как башкирский ярус среднего карбона. Светло-серые грубоплитчатые известняки простираются в северо-северо-восточном направлении по азимуту 10–20° и падают на восток под углами 45–50°. На аэрофотоснимках отчетливо видно, что слоистый массив известняков несогласно перекрывается породами бала-талдыкской свиты, так как линия контакта здесь простирается в северо-западном направлении по азимуту 330–335°. Вдоль контакта почти непрерывно располагаются серпентиниты, среди которых отмечен останец кремней силура.

Следовательно, на описываемом участке Старо-Карабутацкого грабена мы имеем смятый в складки тектонический покров, в основании которого залегает толща бала-талдыкской свиты верхнего девона – нижнего карбона, а ядра синформных складок выполнены кремнями нижнего силура.

Таким образом, покровные структуры развиты не только во фронтальной части древней эвгеосинклинали Урала и в том числе Мугоджар, но и в тыловой ее части. Изучение этих структур, сохранившихся, к сожалению, фрагментарно в зонах грабенов, поможет правильно расшифровать геологическую историю далекого прошлого Мугоджар.

Литература

- Ильинская М.Н., Колтева В.В., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала. – Сов. геол., 1972, № 7.
- Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. – Геотектоника, 1965, № 1.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала. – Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Поспелов И.И., Руженцев С.В. "Офиолитовый комплекс" центральной части Сакмарской зоны Южного Урала. – Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.
- Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Херасков Н.П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале. – Геотектоника, 1971, № 4.
- Яншин А.Л. Тектоника Каргалинских гор. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X (2), 1932.

В. Г. Гецен

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПОЛУОСТРОВА КАНИН И СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Геологии п-ова Канин и Северного Тимана посвящено небольшое количество работ, к тому же сравнительно давно опубликованных (Hamsay, 1911; Чернышев, 1915; Чернов, 1947; Люткевич, 1953; и др.). В настоящей статье дан анализ последних данных по этому вопросу, полученных в значительной степени в результате исследований автора (1966–1970 гг.), проведенных под руководством В.С. Журавлева.

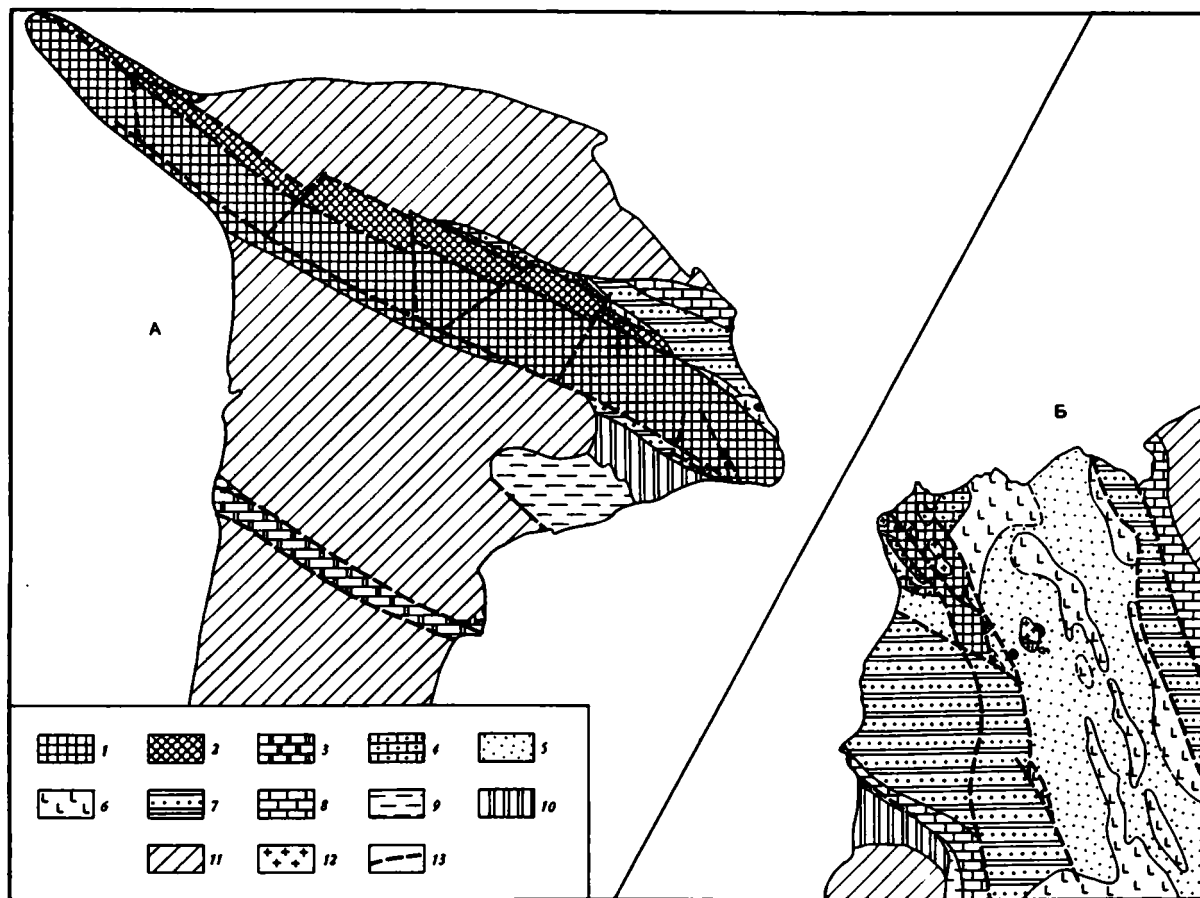
Фундамент. Докембрийские отложения, слагающие фундамент п-ова Канин и Северного Тимана, по геофизическим данным распространены и в пределах Ижма–Печорской впадины (Журавлев, Гафаров, 1959; Гафаров, 1963). Они представлены мощным комплексом терригенных и карбонатно-терригенных пород, содержащих на Северном Тимане и в юго-восточной части Канина Камня многочисленные пластовые интрузии основного состава. Докембрийский комплекс интенсивно дислоцирован и подвергнут зональному региональному метаморфизму. Осевые части антиклинорных складчатых сооружений фундамента обнажены на Канином Камне и Северном Тимане (см. рисунок).

В составе докембрийского комплекса выделяются два структурных этажа: условно нижнесреднерифейский, представленный породами микулкинской и тархановской серий, и верхнерифейско-вендский, образованный породами табуевской серии, свиты мысов Лудоватых и шойнинской свиты (Гецен, 1971а,б), на рубеже которых наблюдается скачкообразное изменение степени метаморфизма пород.

Микулкинско-тархановский структурный этаж образован темноцветной сланцевой и флишидной кварцито-сланцевой формациями. Слагающие их породы метаморфизованы от биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев до ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Гецен, 1971а). Серии представлены глинистыми, алевролитовыми и песчаными породами, обычно тонко чередующимися, с горизонтальной, волнисто-горизонтальной и линзовидно-волнистой слоистостью. На Северном Тимане этот структурный этаж, соответствующий начальным этапам развития рифейской геосинклинали, представлен породами барминской серии. Вероятными аналогами пород, слагающих нижний структурный этаж, являются: на Шпицбергене – надсерия Нижняя Гекла-Хук, в Норвегии – формации Райнас и Петсамон-туритт. Общая мощность пород микулкинской и тархановской серий около 6000 м.

Верхнерифейско-вендский структурный этаж образован флишидной песчано-глинистой карбонатно-терригенной и карбонатной формациями. На северо-восточном склоне Канина Камня этот этаж образован тонкозернистыми терригенными и карбонатно-терригенными породами табуевской серии, содержащими верхнерифейские акритархи (определение Н.Г. Пыховой), в средней части п-ова Канин – свитой мысов Лудоватых, сложенной доломитами с верхнерифейскими строматолитами и онколитами, и шойнинской свитой, состоящей из глинистых сланцев. Метаморфизм пород обычно не выходит за пределы фации зеленых сланцев.

Формирование отложений происходило в условиях спокойного тектонического режима со слабым проявлением вулканизма. Мощность верхнерифейско-



Геологическая карта п-ова Канин (А) и Северного Тимана (Б). Составил В.Г. Гецен с использованием геологических карт Е.М. Люткевича (1953), Л.С. Косового

1 - нижне-среднерифейские отложения: микулинская и тархановская серии хр. Канин Камень, барминская серия на Северном Тимане; 2,3 - верхнерифейско-вендские отложения: 2 - табуевская серия, 3 - свита мысов Лудоватых; 4 - силурийские отложения; 5 - нижне-среднедевонские отложения; 6 - базальты франского яруса; 7 - верхнедевонские отложения; 8 - визейско-артинские отложения; 9 - кунгурско-триасовые отложения; 10 - юрские отложения; 11 - кайнозойские отложения; 12 - байкальские интрузии; 13 - тектонические нарушения

вендского структурного этажа на Канине Камне 3500–3700 м, в районе мысов Лудоватых – более 2000 м. Прошедшая в конце рассматриваемого этапа байкальская эпоха складчатости сопровождалась метаморфизмом и внедрением интрузий кислого и основного состава с абсолютным возрастом 500–600 млн. лет (Ивенсен, 1964; Мальков, 1966). Структура докембрийских отложений в значительной степени обусловлена чешуйчатыми надвигами и моноклиналями, возникшими при горизонтальном сжатии. Дислоцированные породы верхнерифейско–вендского структурного этажа были подняты на поверхность и в дальнейшем входили в состав фундамента.

Платформенный чехол. По платформенному чехлу структура рассматриваемой области является мегавалом с ориентировочными размерами 400 × 120 км. В пределах мегавала выделяются следующие структуры: Канинский вал, Шойникская депрессия, горстовый выступ мысов Лудоватых и Северо–Тиманский вал. Платформенный чехол расчленен на структурные этажи: силурийский, девонский, визейско–артинский, кунгурско–триасовый, юрско–меловой и кайнозойский, разделенные крупными перерывами или угловыми несогласиями.

Силурийский структурный этаж образован известняково–глинистой, песчано–карбонатной и карбонатной формациями. На Северном Тимане он представлен отложениями лlandoверийского яруса (Коссовой, 1963), образованного песчано–карбонатной и карбонатной формациями (67 м), с размывом перекрывающимися маломощной пачкой (10 м) известковистых песчаников и песчанистых известняков лудлова. На п-ове Канин он образован карбонатно–песчаниковой и известняковой формациями. Нижняя известняково–песчано–глинистая формация лlandoверийского возраста (30–70 м) образовалась в условиях островного моря и небольших лагун. Она представлена зеленовато– и желтовато–серыми глинистыми известняками и песчанистыми известняками с ходами червей и остатками криноидей, остракод и брахиопод плохой сохранности с пачками оскольчатых пелитолитов и алевролитов. Выше залегает формация (20 м) светло–серых известняков с обильной фауной строматопор, колоний кораллов, криноидей, еще выше – терригенно–карбонатная формация (60–70 м) лудловского возраста, представленная глинистыми известняками и песчанистыми доломитами с пачками пестроцветных известковистых глин, с линзами и тонкими прослоями гипса–селенита. Силурийские отложения Северного Тимана и п-ова Канин формировались в пределах единой структурно–фациальной зоны в условиях мелководного, часто пересыхающего островного бассейна, на отдельных этапах сменявшегося лагуной.

Породы силурийского структурного яруса залегают с перерывом и резким угловым несогласием на рифейских сланцах. Вблизи разломов, ограничивающих блоки фундамента, они смяты в пологие складки и разбиты разрывными нарушениями северо–западного и северо–восточного простирания. В базальных слоях силура прослеживаются те же направления трещин, что и в подстилающих сланцах рифея, но вверх по разрезу эти трещины исчезают.

Девонский структурный этаж на Северном Тимане образован ниже-, средне- и верхнедевонскими отложениями, на п-ове Канин – лишь породами франского яруса. На Северном Тимане он состоит из трех структурных подэтажей: ниже–среднедевонского, представленного формацией косослоистых кварцевых песчаников и конгломератов (до 200 м); франского, образованного вулканогенно–осадочной (500–900 м) и трапповой (до 250 м; Чернов, 1961) формациями; фаменского, представленного терригенно–карбонатной, на западном склоне угленосной формациями (до 250 м). На п-ове Канин девонский структурный этаж распространен лишь в юго–восточной части Канина Камня, где его мощность достигает 250 м. Он представлен глинисто–песчано–алевритовой, в нижней части вулканогенно–осадочной формацией франского яруса с покровами базальтов (до 100 м).

Нижне–среднедевонский структурный подэтаж сложен озерными и прибрежно–морскими образованиями, залегающими с размывом на различных го–

ризонтах силура или непосредственно на метаморфических сланцах. Минеральный состав пород свидетельствует об образовании их за счет разрушения осадочно-метаморфического комплекса Канина Камня и Северного Тимана и коры выветривания на нем. Начало франской эпохи характеризуется активизацией тектонического режима, расколами фундамента и излияниями базальтовой магмы. Область прогибания захватывает и территорию юго-восточной части Канина Камня. На Северном Тимане в это время обособляются три структурно-фациальные зоны: Волонгская, Чайцынская (Островная) и Индигская (Бархатова, 1963; Коссовой, 1971), в пределах которых верхнедевонские отложения различаются по мощности и условиям накопления. Границы структурно-фациальных зон соответствуют зонам разломов глубокого заложения.

Формирование пород франской вулканогенно-осадочной формации происходило в прибрежно-морских, лагунных, реже континентальных (Чайцынская структурно-фациальная зона) условиях. Отложения фаменского яруса образованы формацией кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов (250 м) с пластами известняков, мергелей и каменного угля. Верхняя часть структурного подэтажа в Волонгской зоне представлена белыми кварцевыми песчаниками с повышенными концентрациями циркона и ильменита.

Тектоника девонского структурного этажа различна в его структурных подэтажах. Нижне- и среднедевонские отложения не образуют складок. В осевой части Северо-Тиманского вала они залегают практически горизонтально, а на его склонах участвуют в строении моноклиналей. Верхнедевонские отложения, обычно представленные тонко чередующимися породами различного гранулометрического состава, обнажены на склонах Северо-Тиманского и Канинского валов. Они смяты в пологие складки, вытянутые в северо-западном и субширотном направлениях параллельно преобладающим направлениям разломов, или образуют моноклинали. Интенсивность складок возрастает в приразломных участках, в удалении от них складки постепенно исчезают.

Визейско-артинский структурный этаж представлен карбонатной формацией с субформациями белых детритовых известняков, песчанистых известняков и доломитов, доломитизированных известняков и доломитов. На п-ове Канин этот структурный этаж образован в основном средним и верхним карбоном и ассельским ярусом нижней перми в сокращенном объеме. Породы визейско-артинского структурного этажа залегают с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах девона или непосредственно на породах фундамента. Наблюдается двукратное чередование субформаций песчанистых известняков и доломитов с пластами известковистых песчаников и конгломератов (20–40 м) и субформации белых детритовых органогенных известняков (30–60 м). Образование пород происходило в условиях мелководного островного моря, частично в лагунной обстановке.

На Северном Тимане строение визейско-артинского структурного этажа заметно изменяется в структурно-фациальных зонах, развивавшихся с девона. На западном склоне, в Волонгской структурно-фациальной зоне отложения нижнего карбона (45 м) представлены в очень сокращенном объеме терригенно-карбонатной формацией. Отложения среднего и верхнего карбона (320–330 м), а также ассельского и сакмарского ярусов нижней перми (около 100 м) более полно представлены карбонатными образованиями с богатой фауной. В осевой части Северо-Тиманского вала образования каменноугольных и нижнепермских отложений не происходило. В Сульско-Индигской зоне разрез каменноугольных отложений сокращен (120 м) и по характеру формаций близок к строению визейско-артинского структурного этажа на северо-восточном склоне Канина Камня. Нижнепермские отложения, представленные ассельским, сакмарским и артинским ярусами (до 200 м), образованы морской карбонатной формацией с богатой фауной.

Породы, слагающие визейско-артинский структурный этаж, почти не дислоцированы, но в зонах нарушений участвуют в строении флексур, изредка ос-

ложненных мелкими пликативными дислокациями (Волонгский разлом на Северном Тимане),

Кунгурско-триасовый структурный этаж наиболее полно представлен по юго-восточному побережью средней части п-ова Канин (см. рисунок). Здесь он образован следующими формациями: кварцевых песчаников с базальным карбонатным цементом кунгурского яруса (20 м); серых песчанистых известняков и доломитизированных известняков казанского яруса (около 150 м) (Люткевич, 1953; Плотников, 1961); чередующихся пестроцветных глин, известняков, мергелей, известковистых песчаников и доломитов с прослоями углей и оолитовых известняков татарского яруса (около 250 м); пестроцветных глин триаса с желваками мергеля, свыше 20 м (Люткевич, 1953). Формирование отложений кунгурско-триасового структурного яруса происходило в лагунных, прибрежно-морских и континентальных условиях. Характер и интенсивность деформаций пород в нем не отличаются от таковых в породах вийско-артинского структурного яруса.

На Северном Тимане кунгурско-триасовый структурный этаж развит лишь на склонах Северо-Тиманского вала. В полном объеме он вскрыт скв. Пеша во впадине у подножья западного склона вала. Здесь он представлен мощной толщей (около 1000 м) преимущественно карбонатных пород с пачками глин, песчаников и гипсов (Буданов, Молин, 1971; Ефремов, Молин, Плотников, 1972).

Юрско-меловой структурный этаж представлен терригенной формацией, состоящей из переслаивающихся песков, глин, известковистых песчаников с линзами угля, залегающей с разрывом и угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя и триаса. Породы этого структурного этажа залегают практически горизонтально и, по-видимому, были развиты по всей территории Северного Тимана и п-ова Канин, но в результате глыбовых подвижек в сводовой части Северо-Тиманского мегавала были размыты и сохранились лишь во впадинах, примыкающих к валу с юго-запада. На п-ове Канин видимая мощность структурного этажа около 20 м, в Пешской впадине - 100 м. В пределах осевой части Канинского вала юрские и меловые отложения наблюдаются лишь в валах.

Кайнозойский структурный этаж образован песчано-глинистыми и галечниково-песчано-глинистыми отложениями, покрывающими почти всю территорию Северного Тимана и п-ова Канин. В сводовых частях положительных тектонических структур мощность кайнозойского структурного этажа сильно сокращена (от 0 до 20 м) и местами коренные породы выходят на поверхность, в депрессиях мощность кайнозойских отложений 100-150 м.

Таким образом, в течение всего фанерозоя сохраняется преобладающее унаследованное воздымание сводовых частей основных антиклинальных структур (Канинский, Северо-Тиманский валы, Седухинское поднятие) при общей тенденции региона к спусканию. В пределах сводовой части Канино-Северотиманского мегавала накапливались осадки меньшей мощности по сравнению с окружающими районами, формировались они в более мелководной обстановке при наличии значительных перерывов в осадконакоплении. После байкальской складчатости, оформившей структуру рифейского фундамента, область Канинского и Северо-Тиманского валов испытывала длительное воздымание и в течение венда, кембрия и орговика являлась поставщиком обломочного материала в окружающие районы. В силуре море кратковременно проникало на Северный Тиман и в восточную часть Канина Камня, но в течение нижнего, среднего девона и значительного отрезка раннего карбона область Канина Камня являлась источником сноса обломочного материала. Каледонский тектогенез не оставил заметных следов, так как осадки этого времени распространены весьма ограниченно. С раннекаледонской эпохой тектонической активности связаны, вероятно, жильные тела аплитов с радиологическим возрастом 445 млн. лет (Мальков, 1966), секущие граниты на Северном Тимане.

Герцинская эра тектогенеза, зафиксированная в двух фазах, сформировала структурный план палеозойского осадочного чехла. Первая фаза проявилась в раннефранскую эпоху. Она сопровождалась расколами фундамента, излиянием базальтов и заложением флексур на склонах валов. Следующая фаза (поздний девон – ранний карбон) отражена несогласным налеганием каменноугольных известняков на различные горизонты девона и метаморфические сланцы. Нижнетриасовые отложения на п-ове Канин, так же как и на Тимане, залегают на породах татарского яруса без углового несогласия (Плотников, 1961; Разницын, 1968), а отложения средней юры лежат несогласно на различных горизонтах триаса и палеозоя. Глыбовая структура Северного Тимана и п-ов Канин была окончательно сформирована в начале мезозоя, в промежуток времени между нижним триасом и средней юрой. Последовательное упрощение тектонических форм в структурных ярусах платформенного чехла свидетельствует о постепенном замирании тектонической активности рассматриваемой территории.

Литература

- Бархатов В.П. Каменноугольная и пермская системы Тимана. – В кн.: Геология СССР, т. 2, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Буданов Г.Ф., Молин В.А. Уфимский ярус севера Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 6.
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 85).
- Гецен В.Г. Строение рифейского фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. – В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971а.
- Гецен В.Г. Некоторые особенности регионального метаморфизма рифейских отложений Тимана и полуострова Канин. – Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 14, 1971б.
- Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5.
- Ефремов И.В., Молин В.А., Плотников М.А. Разрез татарского яруса на побережье Чешской губы. – Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3.
- Ивсенс Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.–Л., "Наука", 1964.
- Коссовой Л.С. Девонская система. Северный Тиман. Полуостров Канин. – В кн.: Стратиграфия СССР, т.12. М., "Наука", 1963.
- Коссовой Л.С. Стратиграфия девона Северного Тимана. – В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. М., "Недра", 1971.
- Люткевич Е.М. Геология Канина полуострова. – Труды ВНИГРИ, вып. 4, 1953.
- Мальков Б.А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. – Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3.
- Плотников М.А. Новые данные о стратиграфии пермских отложений полуострова Канин. – В сб.: Материалы по геологии и петрографии Тимана и полуострова Канин. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Разницын В.А. Тектоника Среднего Тимана. Л., "Наука", 1968.
- Чернов А.А. Геологическое исследование Северного Тимана. – Бюлл. МОИП, новая серия, вып. 6(10), 1947.
- Чернов Г.А. Базальты рек Белой, Большой Светлой и Кумушки–Волонги на Северном Тимане. – В сб.: Материалы по геологии и петрографии Тимана и полуострова Канин. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Чернышев Ф.Н. Орографический очерк Тимана. – Труды Геол. ком., т.12, № 1, 1915.
- Ramsey W. Beitrage zur Geologie der Halbinsel Kanin. – Fennia, Bd. 31, N 4, 1911.

В. Н. Пучков

ЛЕМВИНСКАЯ ЗОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЕЕ ГОМОЛОГИ

Сравнительный формационный анализ палеозоя Лемвинской зоны Полярного Урала и ее гомологов в других районах проводился К.Г. Войновским-Кригером (1967), Н.П. Херасковым (1967), А.С. Перфильевым (1968). По мнению этих исследователей, формационный ряд, характерный для Лемвинской зоны, в полном или сокращенном виде неоднократно повторяется на западном склоне Урала. Н.П. Херасков, бравший за эталон Зилаирский синклиниорий, находил аналогии его формаций не только в "Лемвинском прогибе", но также в Нязепетровском и Илычском прогибах, которые он считал унаследованными, а также в пределах Пай-Хойского антиклинория. К.Г. Войновский-Кригер в качестве структур, близких по характеру Лемвинской зоне, называл Зилаирский синклиниорий и "синклиниорий Уачита в Оклахоме". Подробная схема соотношения формаций в Лемвинской зоне была дана А.С. Перфильевым.

Новые данные, полученные за последнее время (Елисеев, 1973; Пучков, 1973а, б, в) позволяют пересмотреть и существенно уточнить устоявшиеся представления. В центральных и восточных ее районах выделяются (снизу вверх):

1. Известняково-песчано-сланцевая грубеинско-качамыльская формация (O_{1-3}), представленная толщей филлитов и алевролитов с пачкой песчаников в низах. В верхней части толщи появляются прослои известняков. Мощность формации более 1000 м.

2. Известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая харотская формация ($O_3 ?$ S-D₁), представленная глинистыми, углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми граптолитовыми сланцами, черными фтанитами с линзами и прослоями глинистых, неровнослоистых, комковатых "петельчатых" известняков. Мощность формации в восточных районах не превышает 200 м.

3. Кремнисто-терригенная олигомиктовая пагинская формация (D₂) представлена переслаиванием кварцитов, алевролитов и глинистых сланцев. В верхах появляются прослои кремнистых сланцев. Мощность - первые сотни метров.

4. Известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая колокольненская формация (D₂-C₂) отвечает по объему отдельным пачкам няньворгинской, пагинской, воргашорской, харотской свит и собского комплекса палеозоя. Эти пачки составляют единое тело, представленное в разрезе переслаиванием разноцветных кремнистых, глинистых сланцев, фтанитов, черных плитчатых известняков. Мощность формации не превышает 500 м (обычно меньше). Верхняя возрастная граница ее отчетливо скользит (от низов верхнего визе на востоке до среднего карбона на западе) за счет того, что верхи этой формации замещаются на востоке мощной (свыше 1500 м) граувакковой яйюской формацией (C₁³-C₂), представленной груборитмичной толщей полимиктовых терригенных пород с редкими прослоями органодетритовых известняков.

5. В центральных частях Лемвинской зоны непосредственно на колокольненской формации залегает кечпельская формация терригенного флиша (C₃-P₁), мощность которой более 1000 м.

Описанные формации характеризуются сменой мощных терригенных толщ, залегающих на дислоцированном фундаменте или грабеновых молассоидов,

вверх по разрезу маломощными глубоководными отложениями, среди которых при практически полном отсутствии эффузивов широко развиты другие типично геосинклинальные породы (фтаниты, яшмоиды, пелагические известняки, турбидиты). Завершается формационный ряд мощными, в низах глубоководными толщами граувакк и флиша. Лемвинская зона в палеоструктуре занимала переходное, промежуточное положение между шельфом палеозойского континента Русской платформы с развитыми на нем мощными карбонатными и терригенно-олигомикстовыми формациями елецкого типа, и вулканически активной областью океанической впадины, с присущим ей набором эвгеосинклинальных формаций (Пучков, 1973в, 1974).

Осадки средней части формационного ряда Лемвинской зоны по ряду признаков следует считать батинальными.

Гомологом Лемвинской зоны является Малопечорская структурно-формационная зона, расположенная в бассейне Верхней Печоры. Несмотря на существенные различия современной структуры этих зон, их формации практически тождественны. Это выяснилось после того, как стратиграфия Малопечорской зоны была существенно переработана на основе новых фаунистических находок (Пучков, 1973б). В пределах Малопечорской зоны выделяют следующие формации: 1) кисуньинскую известняково-песчано-сланцевую (O_1-D_2); 2) маложимскую известняково-глинисто-кремнисто-сланцевую ($S?-D_1$); 3) горевскую кремнисто-терригенную (D_2); 4) европинскую известняково-глинисто-кремнисто-сланцевую (D_3 ; возможен, хотя и не доказан, каменноугольный возраст верхов формации); 5) кременскую граувакковую (C_1-D_2). Аналогов верхней, кечпельской формации Лемвинской зоны выделить не удалось; видимо, они уничтожены эрозией.

Другой гомолог Лемвинской зоны на севере Урала – Карская зона Пай-Хоя. Последняя сводка по стратиграфии и формациям северо-западной части Пай-Хоя дана В.С. Енокиным (1971), который выделил следующие формации: 1) карскую кремнисто-глинисто-сланцевую (O_1-D_1), объединяющую кремнисто-углисто-глинистые граптолитовые сланцы и известняки тоинтинской, оюской и ливановской свит, и сопоставимую по облику с харотской формацией. В основании карской формации выделяется пачка конгломератов, песчаников и песчаных известняков мощностью до первых сотен метров, занимающая, по видимому, место грубеинско-качамыльской формации Лемвинской зоны; 2) падейскую формацию кварцевых песчаников (D_2), которую В.С. Енокин сопоставляет с пагинской и зилаирской (? – В.И.) формациями; 3) путьскую отдаленную кремнистую формацию, объединяющую яшмоиды, кремнисто-глинистые, кремнистые сланцы и известняки (D_2-C_2). Она сопоставима с колокольненской формацией.

Аналоги яйюской формации на Пай-Хое неизвестны. Выше путьской формации на Восточном Пай-Хое выделяется кечпельская формация терригенного флиша.

Хорошая сопоставимость вертикальных рядов сланцевых формаций Пай-Хоя, Полярного и Северного Урала свидетельствует, что мы имеем дело с реликтами единой в прошлом структурно-формационной зоны.

Современное тектоническое положение формаций лемвинского типа в Урало-Пайхойской системе различно в разных ее частях. На Пай-Хое эти формации залегают на месте, не сорваны процессами шарьирования (Устрицкий, 1961). Есть указания на постепенные переходы между формациями лемвинского и елецкого типа на протяжении 10–15 км и более вкост простирания зоны. Ширина зоны здесь не менее 25 км; судя по геофизическим данным, она сменяется эвгеосинклинальной зоной под водами Байдарацкой губы. В Лемвинской зоне полоса развития сланцевых фаций палеозоя намного уже (не более 25 км); переходные фации развиты значительно слабее, чем на Пай-Хое (можно говорить лишь об их фрагментах, сохранившихся при тектоническом сближении).

В течение орогенического этапа, в конце палеозоя, формации Лемвинской зоны были сильно надвинуты на формации карбонатного шельфа, причем тектонические пластины, перекрывшие карбонатные формации, были в дальнейшем дислоцированы вместе с ними в синформные и антиформные складки (см. рисунок). На севере и на юге зоны типично лемвинские отложения наблюдаются в эрозионных полуостанцах тектонического покрова, располагаясь западнее слеских и переходных.

Положение формаций лемвинского типа на Верхней Печоре, где они протягиваются еще более узкой полосой (обычно не более 10 км), еще сложнее (Пучков, 1973б). Граница распространения разнофациальных толщ проходит здесь по наблюдаемому в обнажении пологому надвику; переходные фации вообще отсутствуют. Само пятно формаций лемвинского типа лежит в инородном окружении (не только к западу, но и к востоку от него наблюдаются формации елецкого типа). Следовательно, на Верхней Печоре формации лемвинского типа залегают, по-видимому, в останце тектонического покрова.

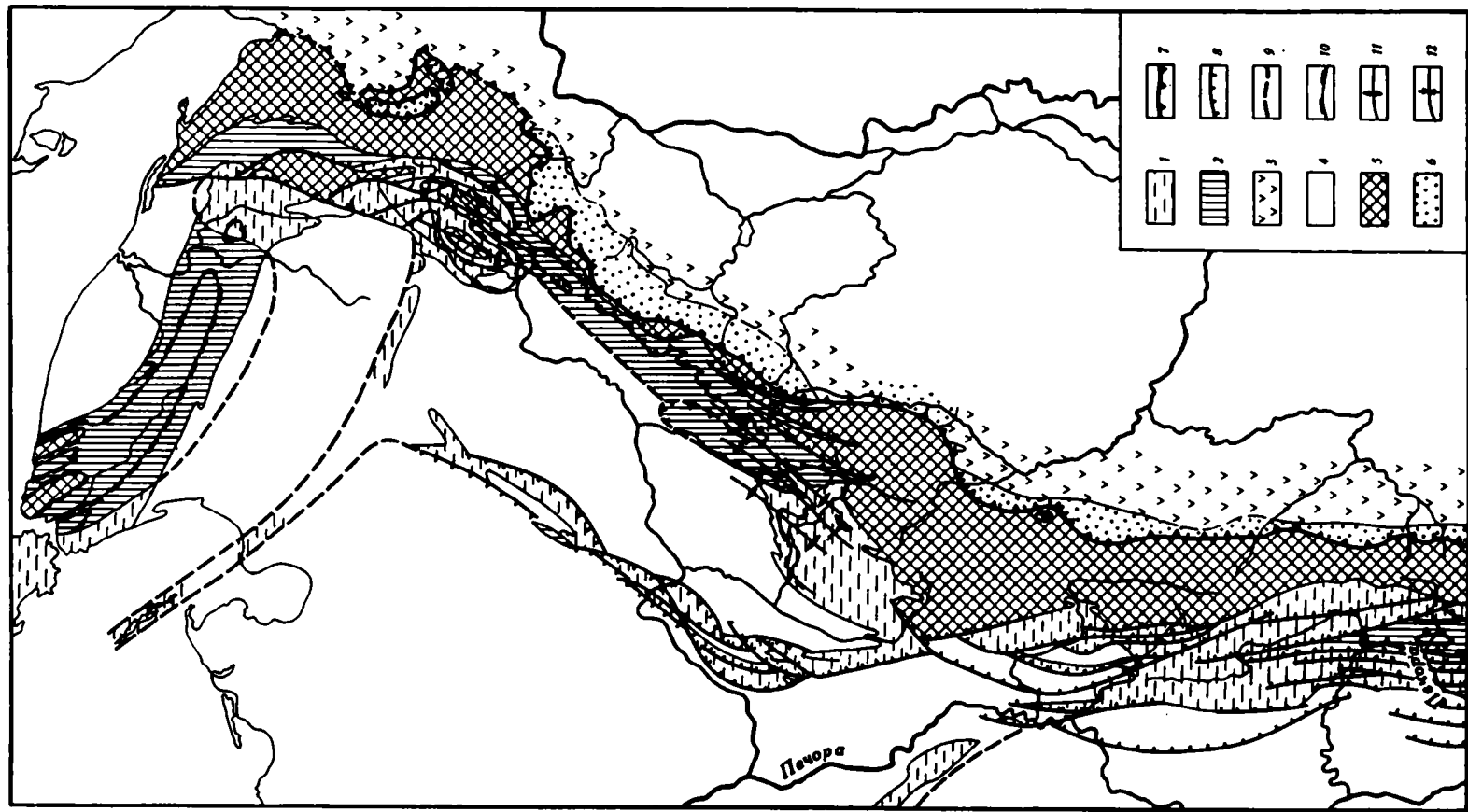
С севера на юг, от Пай-Хоя до Верхней Печоры, современное структурное положение формаций лемвинского типа последовательно усложняется. Возникает вопрос: как ведут себя подобные формации южнее и сохранились ли они вообще на Среднем и Южном Урале. Ведь в этих районах Урала амплитуды шарьяжных перекрытий как будто еще более велики: на западном склоне появляются клиппы, сложенные эвгеосинклинальными породами. Так, в районе Нязепетровска широко развита бардымская терригенно-вулканогенная свита ордовика типично эвгеосинклинального облика, залегающая в останцах тектонического покрова (данные Г.А.Смирнова и др.). В Зилайрском синклинории залегают ряд останцов тектонического покрова, сложенного гипербазитами и типично эвгеосинклинальными кремнисто-терригенно-вулканогенными толщами, переброшенными сюда с восточного склона (Камалетдинов, Казанцева, 1970).

Таким образом, Лемвинская зона не является полным гомологом Нязепетровской зоны и Зилайрского синклинория, как считалось раньше (Херасков, 1967). И все же нельзя отрицать возможности присутствия фаций лемвинского типа и на юге Урала. Можно предполагать, что они существуют в Сакмарском покрове (в частности, силур шандинского и абишевского типов, описанный С.В.Руженцевым, 1972) и вдоль восточного борта Зилайрского синклинория в его северной части.

Являются ли участки развития формаций лемвинского типа чисто уральским явлением? Безусловно нет. В качестве примера рассмотрим обрамление палеозойского Северо-Американского континента. На восточном краю континента, в пределах внутренних частей пояса Шамплена (Аппалачская геосинклиналь) в нижнем - среднем ордовике существовало три устойчивых фациальных пояса: известняковый, сланцевый и пояс вулканических островов (Berry, 1968). Эти пояса могут быть сопоставлены с тремя палеозойскими зонами (известняковой, сланцевой и вулканической), выделяемыми нами на севере Урала, только время их существования в последнем случае значительно большее (Пучков, 1970).

Схема размещения главных структурно-формационных комплексов и надформаций на севере Урала

Каледоно-герцинский комплекс: 1 - карбонатная надформация перикратона; 2 - сланцевая надформация миеосинклинали; 3 - терригенно-вулканогенная надформация эвгеосинклинали; 4 - моласса (Р-Т) и ее аналоги на платформе. Комплекс основания каледоно-герцинид: 5 - фундамент миеосинклинали и перикратона (байкальский комплекс); 6 - основание эвгеосинклинали (дунит-гарцбургитовая и габбро-пироксенит-плагногранитная формации). 7 - шарьяжи; 8 - пологие надвижки; 9 - прочие разрывные нарушения; 10 - стратонизогипсы; 11 - антиклинали; 12 - синклинали



Дело в том, что в Аппалачах уже в ордовике зона вулканических островов стала настолько мощным источником терригенного материала, что накопление тонких глинистых осадков в относительно глубоководной сланцевой зоне очень быстро сменилось накоплением граувакк. Уже к концу ордовика прогиб был засыпан, а заполнившие его осадки подверглись деформациям.

Значительно дольше сланцевая зона лемвинского типа существовала в южном обрамлении континента. Здесь развита очень протяженная, прослеживаемая на расстояние 1300 миль, складчатая система Уачита (Glaupe, 1961). Эта система доступна для непосредственного изучения лишь в небольшой своей части – в одноименных горах Оклахомы, по которым она получила свое название, а также в горах Маратон (штат Техас). Формационные ряды палеозоя в этих далеко отстоящих один от другого выступах складчатой системы очень близки и весьма напоминают лемвинские. В горах Уачита разрез начинается карбонатно-терригенно-олигомиктовой формацией, соответствующей следующим стратиграфическим формациям американских геологов: Лукфата, Кольер, Кристал Маунтинс, Мазарн, Блейкли, Уомбл (Sm²-O), и представленной кварцитами, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями известняков мощностью до 1000 м и более. Выше она сменяется известняково-глинисто-кремнистой формацией (Бигфорк и Полк-крик, O₃), представленной серыми глинистыми, черными углисто-глинистыми, кремнистыми сланцами, кремнистыми известняками мощностью до 250 м. Эта формация перекрывается терригенно-олигомиктовой формацией силура (Блейлок) мощностью до 450 м. Выше залегает глинисто-кремнистая формация (стратиграфические формации Миссури Маунтинс и Арканзасский новакулит), охватывающая возрастной интервал от верхнего силура до нижнего карбона и представленная черными и пестроокрашенными глинистыми сланцами, а также светлыми кремнистыми породами (новакулитами). Мощность формации до 300–400 м. Венчается формационный ряд терригенным флишем (C₁–C₂) и молассой (C₂–C₃), которым соответствуют стратиграфические формации Хот Спрингс, Хэлтон тафф лентил, Стенли, Джеффорд, Джонс Велли, Атока общей мощностью более 6000 м.

Сланцевые формации системы Уачита сильно надвинуты на север и перекрывают существенно карбонатные шельфовые формации палеозойского континента. В тылу системы, на юге, предполагается наличие поднятия древнего фундамента и развитие эвгеосинклинальных формаций.

Реликты сланцевой зоны наблюдаются и вдоль западного ограничения палеозойского континента, в частности в Неваде (хр. Токима). Здесь выделен комплекс ордовикско-силурийских отложений, который считается переходным между эвгеосинклинальными западными и миогеосинклинальными восточными фациями (Kay, Crawford, 1964). Этот комплекс в разрезах Страйт-Хилл и Проспект сложен такими же породами, что и в соседней эвгеосинклинали (глинистыми сланцами, слоистыми кремнями с прослоями кварцитов), однако вулканогенные породы (основной признак эвгеосинклинальности) отсутствуют, а мощности относительно сокращены. Породы этого комплекса лежат в пластах пологих надвигов. Девонско-каменноугольная история "переходной" зоны в хр. Токима неясна однако севернее, в области смыкания хр. Тойябе и гор Кортез (Gilluly, Masursky, 1965), намечаются фрагменты переходных фаций от карбонатного девона (известняки Венбан) к толще слоистых кремней с тонкими прослоями сланцев и песчаников (сланцы Слейвен). С конца девона в Центральной Неваде началось интенсивное развитие поднятий, накопление мощных терригенных толщ, складчатость и развитие тектонических покровов. Минимальная амплитуда шарьяжных перекрытий оценивается примерно 80 км.

Еще севернее, на территории Юкона (Канада) разрезы подобного типа широко развиты. По данным А. Ленца (Lenz, 1972), формации, представленные переслаиванием кремнистых и глинистых сланцев с прослоями известняков, окаймляли северо-западный угол Северо-Американской платформы ("платформы Макензи") и Юконский стабильный блок, отделенный от этой платформы узким глубоководным прогибом в районе гор Ричардсон. Этот структурный

план просуществовал здесь, будучи неизменным, с раннего ордовика до среднего девона. В верхнем девоне на западе, в области эвгеосинклинали, начались поднятия; глубокоководные трогги стали заполняться мощными граувакковыми и флишеподобными толщами.

Северо-западнее, в пределах геосинклинали Франклин (Канадский арктический архипелаг) вновь встречается зона, сходная с Лемвинской, но характеризующаяся более коротким временем существования. Здесь, по данным канадских геологов (Kerr, 1967; Trettin, 1970; Thorsteinsson, Tozer, 1970), в раннем ордовике возник трог с накоплением маломощных граптолитовых сланцев, радиоляритов, глинистых известняков. На юго-востоке он граничил с континентальным шельфом, в пределах которого накапливались мощные мелкоководные терригенно-карбонатные отложения, а на северо-востоке — с вулканическими поднятиями эвгеосинклинали, которые являлись источником терригенного материала, поступавшего с конца среднего ордовика в осевую часть трога. Отложение относительно маломощных черных граптолитовых сланцев в пределах юго-восточного борта трога (т.е. на склоне континента) продолжалось в течение силура и раннего девона (формации Кейп Филлипс и Иббет Бэй). Выше залегает мощная сероцветная полимиктовая терригенная толща, компенсировавшая прогибание (группа Кейп Роусон).

Итак, вдоль некоторых окраин палеозойских континентов прослеживаются реликты зон особого типа, относительно плохо изученных и не имеющих к тому же общепринятого термина для их обозначения. В работе П. Флоуна и др. (Flawn et al., 1961) прогиб системы Уачита трактуется как "голодающая эвгеосинклиналь"; одновременно проводится параллель между его формациями и лептогеосинклинальными формациями бассейнов Тетиса (Trümpy, 1960).

В.Е. Хаин (1971) относит к лептогеосинклиналям и геосинклиналь Уачита (со ссылкой на мнение Ф. Кинга), и Лемвинскую зону Полярного Урала. Зато сам автор этого термина — Р. Трюмпи (личное сообщение) сейчас склоняется к тому, что лептогеосинклинали не следует выделять, и предлагает ограничиться выделением лептогеосинклинальной стадии развития геосинклинали. Сланцевые формации Невады американские геологи рассматривают как переходные между мио- и эвгеосинклинальными. Лемвинская зона включалась Н.П. Херасковым (1967) в миогеосинклиналь наряду с Елецкой, т.е. с областью континентального шельфа. Также трактуется миогеосинклиналь Франклин (Thorsteinsson, Tozer, 1970). А. Ленз (Lenz, 1972) отнес сланцевые прогибы Юкона к миогеосинклинали, но без области карбонатного шельфа, с которой они граничат. Аналогичным образом поступил и автор (Пучков, 1970), оставив название миогеосинклиналь лишь за Лемвинской зоной и ее гомологами.

Очевидно все эти зоны принадлежали в прошлом к особому самостоятельному классу структур, обладающих следующими общими признаками.

1. Формационный ряд зоны лемвинского типа начинается обычно карбонатно-терригенной аллохтонной формацией, залегающей местами на быстро погружающемся складчатом фундаменте края континентальной глыбы, местами на молассоидах, несогласно перекрывающих этот фундамент. Выше наблюдаются относительно глубокоководные (батиальные) формации, представленные переслаиванием кремнистых, глинистых, тонких известковистых осадков, которые содержат почти исключительно пелагическую фауну (граптолиты, конодонты, радиолярии, фораминиферы, гониатиты и др.). Накопление этих формаций может временно прерываться значительно более быстрым образованием турбидитов в случае эпизодического появления источника терригенного материала. Если же источник мощен и устойчив и вдобавок возникает во внутренних частях геосинклинали, то это приводит к заполнению прогиба граувакками и флишем, т.е. к завершению формационного ряда.

2. Зоны лемвинского типа, которые мы предлагаем называть батиклиналями (Пучков, 1974), располагались по периферии некоторых континентов — там, где длительное время не происходило интенсивных складчато-глыбовых дефор-

маций. Былое положение этих зон соответствует глубокой части шельфа и континентальному склону (возможно, отчасти, его подножью) – полосе между устойчивой неритовой зоной шельфа, с одной стороны, и тектонически активными участками океана (рифтовыми зонами и сменяющими их во времени островными дугами) – с другой.

В современной структуре складчатых областей формации батиклиналей сохраняются весьма фрагментарно и занимают самое разное положение (в синклинориях, антиклинориях, моноклинориях и т.п., в виде тектонических покровов или "in situ") – в зависимости от характера и интенсивности наложенных орогенических деформаций.

Литература

- Войновский-Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). – Бюлл. МОИП, т. 42, вып.3, 1967.
- Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. М., "Наука", Л., 1973.
- Еномян В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития Западного Пай-Хоя и о. Вайгач. Автореф. канд. дисс., 1971.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности надвигов и шарьяжей Южного Урала. – Бюлл. МОИП, т. 45, вып. 4, 1970.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. М., "Наука", 1968. (Труды ГИН АН СССР, вып. 182).
- Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Пучков В.Н. Находки конодонтов в палеозое севера Урала и их стратиграфическое значение. – Докл. АН СССР, 1973а, т. 209, № 3.
- Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры. Ежегодник – 1972 Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1973б.
- Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала. – Геотектоника, 1973в, № 6.
- Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозондах Лавразии. – Научные доклады, вып. 9, Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1974.
- Руженцев С.В. Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала. – Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5.
- Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. – Труды НИИГА, т. 123. Л., 1961.
- Ханн В.Е. Региональная геотектоника. М., "Недра", 1971.
- Херасков Н.П. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала. Тектоника и формации. Избранные труды. М., "Наука", 1967.
- Berry W.B.N. Ordovician paleogeography of New England and adjacent areas based on graptolites. – In: Studies Appl. Geol., North and Maritime. N.Y., 1968.
- Flawn P.T., Goldstein A.Jr., King Ph.B., Weaver C.E. The Ouachita system. – Univ. Texas Publ., N 6120, 1961.
- Gilluly J., Masursky H. Geology of the Cortez Quadrangle, Nevada. – U.S. Geol. Surv. Bull., N 1175, 1965.
- Kay M., Crawford J.P. Paleozoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in Thrust Slices, Central Nevada. – Bull. Geol. Soc. America, v. 75, N 5, 1964.
- Kerr J.W. Devonian of the Franklinian miogeosyncline and adjacent Central Stable Region. – In: Internat. Sympos. Devonian system. – Alber. Soc. Petrol. Geol. Calgary, v. 1, 1967.
- Lenz A.C. Ordovician to Devonian history of Northern Yukon and adjacent district of Mackenzie. – Bull. Canad. Petrol. Geol., v. 20, N 2, 1972.
- Thorsteinsson R., Tozer E.T. Geology of the Arctic Archipelago. – Geol. Surv. Canada. Econ. Geol., Rept., N 1, 1970.
- Trettin H.P. Ordovician-Silurian flysch sedimentation in the axial trough of the Franklinian geosyncline, Northeastern Ellesmere Island, Arctic Canada. – In: Flysch sedimentology in North America. – Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper, v. 7, 1970.
- Trümpy R. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Bull. Geol. Soc. America, v. 71, N 6, 1960.

В. С. Журавлев, А. А. Голов, Л. Г. Кирюхин, В. П. Строганов

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГИФХОРНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Развернувшиеся в Северном море сейсморазведочные и буровые работы показали, что охваченная соляной тектоникой территория Польско-Германской низменности является лишь южной периферией обширной Североморской впадины, большая часть которой скрыта под водами моря (Журавлев, 1964, 1968). Данные геологии и геофизики о закономерностях распространения локальных структур, созданных соляной тектоникой, позволяют наметить ряд районов или зон с интенсивным проявлением соляной тектоники. Одной из таких зон, расположенной на континенте и наиболее хорошо изученной, является Гифхорнская структурная зона, к которой приурочены давно разрабатываемые нефтяные месторождения. Выявленные в ее пределах особенности тектонического строения и закономерности размещения нефтяных залежей, их типы крайне интересны как в теоретическом, так и практическом отношении.

Как в большинстве солянокупольных областей, на рассматриваемой территории выделяются три крупных структурных комплекса: подсолевой – доверхнепермский (доцехштейновый), солевой – верхнепермский (в основном цехштейновый) и надсолевой – мезо-кайнозойский (Айзенштадт, Горфункель, 1965).

Гифхорнская структурная зона протягивается в субмеридиональном направлении от широты северного ограничения Гарца через крайние восточные части территории ФРГ на север до р. Эльбы. На востоке она граничит с субгерцинской впадиной эпипалеозойской платформы, а к северу от поднятия Флехтинген и глыбы Кальферде – с Альтмарк-Мекленбургской структурной зоной. На западе, между реками Эльбой и Аллером, Гифхорнская зона граничит с Аллер-Эльбской структурной зоной (глыба Зольтау), а к югу от р. Аллер – с Нижнесаксонской структурной зоной (Нижнесаксонский блок).

Гифхорнская зона выделяется не только по особенностям морфологии локальных структур, созданных соляной тектоникой, но и по резко повышенной мощности отложений юры и особенно нижнего доггера. Она вписывается в контуры так называемого Гифхорнского, или Бройштедт-Гамбургского, нижнедоггерского трога (Журавлев, 1968). Однако прямой связи этот трог с севернее расположенной полосой повышенных мощностей отложений юры в районе Гамбурга и Шлезвиг-Гольштейна, по-видимому, не имеет. Он расположен по отношению к ней кулисообразно и отделен от нее площадью отсутствия отложений доггера, протягивающейся на широте соляного купола Бокел. По подошве доггера Гифхорнский трог вытянут в меридиональном направлении почти на 100 км при ширине до 50 км. Абсолютные отметки подошвы доггера в его пределах изменяются от 1000 м на крыльях до 3000 м в осевой части, причем региональные углы наклона подошвы доггера достигают 15–17°. Осевая часть трога осложнена двумя мульдами: Ханкенсбюттельской и Гифхорнской, выполненными мощными отложениями доггера и мальма. В наиболее прогнутах Гифхорнской мульды подошва доггера опускается до абсолютных отметок – 3500 м (Hedemann, 1956 a, b; Necht e. a., 1957).

Аналогичные трог с большой мощностью юры и интенсивной соляной тектоникой установлены в Северном море – Зоул Пит и Брод Фотинс.

подавляющее большинство локальных структур Гифхорнской зоны обладает характерной для нее общей субмеридиональной ориентировкой. Ее восточными

границными структурами служат цепочки соляных куполов, удлинённых в соответствии с общим простиранием зоны: на юге, против Субгерцинской впадины – цепочка куполов Лере–Эмен–Вейхаузен, а на севере, против Альтмарк–Мекленбургской структурной зоны – цепочка куполов Пекензен–Кленце. Эти цепочки куполов расположены эшелонированно, что, по-видимому, свидетельствует о кулисообразном характере трех разломов подсолевого ложа, к которым цепочки куполов приурочены. Строго ориентированные в запад–северо–западном (герцинском) направлении протяжённые структуры Субгерцинской впадины и Альтмарк–Мекленбургской структурной зоны торцом подходят к субмеридиональным локальным структурам восточного ограничения Гифхорнской зоны. Несомненно, что пространственное положение всех локальных структур Гифхорнской зоны определено направляющим влиянием разломов подсолевого ложа. Эти разломы, по-видимому, затухают к северу, так как по мере приближения к р. Эльбе выдержанная ориентировка структур зоны постепенно утрачивается.

Соляные купола Гифхорнской зоны, как правило, являются нормально развитыми и в плане удлинёнными, реже округлыми, изометричными (рис. 1) Длина их в среднем 10–12 км при ширине 3 км, однако иногда имеются и более протяжённые (например, Рольфсбютель, длина которого 30 км). Площадь верхних сечений соляных массивов протяжённых куполов варьирует от 10–15 до 70–100 км². Купола с соляными массивами изометричной формы обычно обладают меньшими размерами – площадь верхних сечений соляных массивов таких куполов обычно изменяется от 1 (Бокел) до 3 км² (Кальберла) и лишь изредка (Гифхорн) больше. В кровле соляных массивов часто развиты ангидрит–гипсовые кепроки, мощность которых обычно не превышает 100 м. Склоны соляных массивов часто крутые (Везендорф, Гифхорн, Кальберла, Эра и др.), реже подвернутые (Рольфсбютель) и крайне редко осложнённые соляными карнизами (Форхоп). Соответственно и крылья соляных куполов наклонены под углами до 40–50° и осложнены многочисленными сбросами с амплитудами до 50–70 м.

Соляные массивы куполов перекрыты отложениями верхнего мела, палеогена и неогена, реже только четвертичными отложениями (Кальберла). Над сводами некоторых соляных куполов расположены мутьды оседания, выполненные отложениями кайнозоя. С рядом соляных куполов сопряжены компенсационные мутьды, заполненные отложениями от нижнемеловых до кайнозойских. В отдельных депрессиях, разделяющих соляные купола, установлены пологие, но разбитые сбросами межкупольные поднятия (Кнезебек, Любен, Хоне и др.), амплитуда которых по кровле триаса не превышает 50–100 м (Hecht, 1959; Fahgion, 1949).

Соляные купола Гифхорнской зоны имеют древнее заложение – большая часть их наметилась уже на начальных этапах формирования Гифхорнского трога, когда мощность надсолевых отложений достигла 2200–2500 м. Наиболее древним является купол Везендорф, остальные купола прошли диапировую стадию позднее, в малые–ранний мел. К началу среднего альба все нормально развитые соляные купола были открытыми. В альбское, позднемеловое и кай-



Рис. 1. Субширотный геологический профиль через Гифхорнскую структурную зону (по E.Brand, R. Hoffman, 1963)

1 – границы различных стратиграфических комплексов; 2 – разрывные нарушения; 3 – соляные массивы куполов

нозойское время их сформировавшиеся соляные массивы испытывали лишь разное по интенсивности воздымание, причем развитие массивов в основном закончилось к началу палеогена. В кайнозое продолжали развиваться некоторые купола северной части Гифхорнской зоны (Шпефлинген, Бокел, Пекезен), а также купола, приуроченные к линии Аллер (Кальберла, Гифхорн и др.).

По данным Г.И. Иллиса (1957), многие соляные купола, расположенные вдоль линии Аллера, испытывали подъем в новейшее время. Соляные купола этого участка очень напоминают Уральскую и Азгирскую линии локальных структур Прикаспийской впадины, активно развивавшихся в кайнозое (Голов, 1966; Журавлев, Кузьмин, 1960).

Существенную роль в структуре Гифхорнской зоны играют разломы и приуроченные к ним грабены. Разломы в основном обладают субмеридиональными (параллельными ограничениями зоны) и субширотными простираниями. Это, как правило, сбросы с небольшими (менее 100 м) амплитудами и только для Ханкенсбюттельской зоны разломов отмечено наличие сдвигов. Значительная часть сбросов имеет, по-видимому, древнее заложение и возникла уже на первых этапах формирования Гифхорнского трога. Так, например, Ханкенсбюттельской зона разломов генетически связана, очевидно, с одноименной с ней юрской мульдой. К разрывам запад-северо-западного простирания приурочено несколько грабенов, из которых наиболее изучен Оррелерский, расположенный в северной части Гифхорнской зоны. Ширина его превышает 2 км, он ограничен крутыми (с наклоном плоскостей сбрасывателей до 40–50°) сбросами, амплитуда смещения по которым в отложениях юры 40–60 м. В меловых отложениях над Оррелерским грабеном развита синклиналь с резко увеличенными мощностями пород альба.

Гифхорнский трог как отрицательная структура определился уже в позднем триасе, но наиболее активно прогибался в юрское время. Его осевая часть смещалась к востоку, причем в средней и поздней юре это смещение было незначительным. В пределах трога мощность отложений лейаса 700–1000 м, доггера – 500–1000 м, мальма – 500–1300 м. Максимальная суммарная мощность отложений средней и верхней юры установлена в Гифхорнской мульде. На границе юры и мела тектонические движения резко активизировались, что вызвало усиление формирования локальных структур, созданных соляной тектоникой.

В мелу как отдельная, отчетливо выраженная структурная форма Гифхорнский трог не проявляется. В раннем мелу осадконакопление было сосредоточено в центральной части Гифхорнского трога, причем в компенсационных мульдах, сопряженных с соляным куполом Гифхорн. Мощность нижнемеловых отложений 1300 м. В среднеальбское время восточная часть Гифхорнского трога начала воздыматься, а ранее относительно приподнятая Аллер-Эльбская структурная зона была вовлечена в погружение – именно в ее пределах установлены максимальные мощности отложений среднего и верхнего альба, а также верхнего мела. К среднему альбу многие из активно проявлявшихся в юрское время разломов затухли, но в послеальбское время, особенно на востоке Гифхорнской зоны возникли новые разломы (Brand, Hoffmann, 1963; Phillip e. a., 1963).

В кайнозое формирование структурного плана, определившегося в меловое время, продолжалось, причем в неогене при общем воздымании территории было срезано около 1000 м отложений верхнего мела.

Рассмотренные особенности истории формирования и структуры Гифхорнской зоны определяли условия формирования залежей углеводородов в его пределах.

На территории Гифхорнского трога выявлено около 20 месторождений нефти, в основном в юрских отложениях (рис. 2). Несколько нефтяных залежей обнаружено в нижнемеловых породах. Высокая продуктивность юрских отложений обусловлена интенсивным и устойчивым погружением данной территории в это время, накоплением осадков огромной мощности (до 3 км) и благоприятными условиями для сохранности органического вещества при высокой ско-

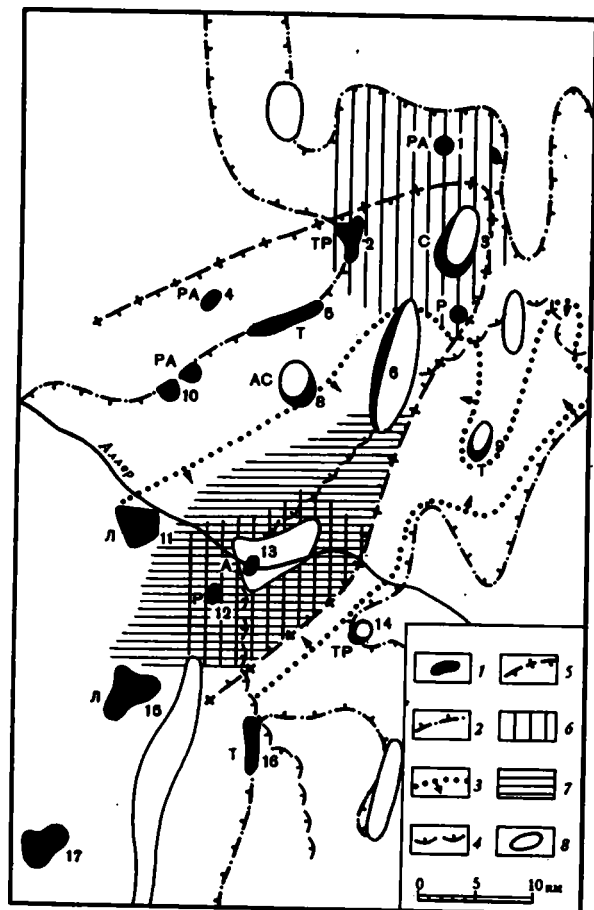


Рис. 2. Схема размещения месторождений нефти в Гифхорнской структурной зоне (по W.Philipp e.a., 1963, с некоторыми дополнениями)

1 - нефтяные месторождения; 2-4 - линии выклинивания отложений: 2 - доггера, 3 - мальма, 4 - альба-верхнего мела; 5-7 - зоны максимальных мощностей отложений: 5 - лейаса (0,7-1 км), 6 - доггера (0,5-1 км), 7 - мальма (0,5-1,3 км); 8 - контуры соляных массивов куполов.

Месторождения нефти (цифры на схеме): 1 - Любен, 2 - Ханкенсбюттел, 3 - Виттинген, 4 - Элдинген, 5 - Оррел, 6 - Форхоп, 7 - Кнезебек, 8 - Везендорф, 9 - Эра, 10 - Хоне, 11 - Хардессе, 12 - Лайферде, 13 - Гифхорн, 14 - Калберла, 15 - Меердорф, 16 - Рюме, 17 - Оберг. Типы ловушек: А - антиклинальная (сводовая), Р - экранированная разрывами, С - экранированная соляным массивом купола, Т - трансгрессивная стратиграфическая (экранированная поверхностью несогласия), Л - литологическая. Две буквы обозначают ловушки смешанного типа

рости его захоронения. В разрезе юрских отложений развиты мощные толщи как нефтематеринских пород, так и коллекторских горизонтов, являющихся резервуарами для нефтяных углеводородов. Нефтематеринскими в ее пределах считаются темные морские глины лейаса, доггера и среднего рэта. Содержание битума в них составляет в среднем 100 г/м^3 , причем наиболее высокое оно в посидониевых сланцах лейаса. Коллекторами служат пески и песчаники рэта, геттанга, доггера, вельда и неокома.

В целом Гифхорнский трог представляет собой по отложениям юры и мела зону преимущественного нефтенакопления. Газовые шапки небольших размеров имеются лишь в пределах единичных структур (Меердорф). Аккумуляция в основном жидких углеводородов в юрских и меловых породах на площади Гифхорнского трога обусловлена описанной выше сложной тектоникой и особенностями развития территории. В результате многочисленных тектонических нарушений на локальных структурах интенсивные процессы галокинеза привели к прорыву солью меловых и юрских отложений и создали региональные размывы в предсреднеальбское и предпалеогеновое время, что вызвало потерю больших объемов, в первую очередь, газообразных углеводородов, обладающих повышенной миграционной способностью. Поэтому условия для формирования газовых залежей в надсолевом комплексе на структурах Гифхорнского трога были неблагоприятными.

Наибольшее количество нефтяных месторождений сосредоточено в прибортовой зоне трога. Зона развития нефтяных залежей как бы окаймляет зону наибольшего прогибания трога, которая является областью интенсивной гене-

рации жидких углеводородов, откуда эмигрировала к бортам образовавшаяся нефть. Именно в прибортовой зоне расположены наиболее значительные месторождения нефти – Ханкенсбюттель, Хоне и др.

В центральной зоне трога выявлено всего несколько залежей на структурах Везендорф и Гифхорн. Это связано с рядом причин. Ловушки, расположенные в центре трога, обладают меньшей нефтесборной площадью по сравнению с прибортовыми ловушками, куда нефть может мигрировать со значительно большей территории. Кроме того, наиболее значительное погружение материнских пород и основная эмиграция нефти в центральной части трога произошли в юрское и раннемеловое время. Однако в этот же период здесь происходил и основной рост соляных куполов, продуктивные юрские отложения были прорваны солью. Естественно, что при этом значительные объемы жидких углеводородов были потеряны, сохранилась лишь относительно небольшая их часть. В прибортовых зонах в предсреднеальбское время в период регионального перерыва также были уничтожены залежи нефти, правда в последующее время в связи с меньшей уплотненностью материнских пород здесь наступила вторая фаза эмиграции нефти, стали формироваться новые залежи.

Из-за сильного уплотнения материнских пород в центральной части здесь не происходило сколько-нибудь значительного поступления нефти в коллекторы. В совокупности эти две причины и обусловили относительную бедность нефтью центральных районов по сравнению с прибортовыми. Сложная тектоника способствовала широкому разнообразию типов залежей углеводородов, развитых в пределах Гифхорнского трога. Залежи нефти связаны со стратиграфическими (трансгрессивными), литологическими и тектоническими ловушками. Среди последних различают залежи, экранированные дизъюнктивными нарушениями, соляными массивами куполов и сводовые. Наибольшее количество залежей связано с ловушками тектонического типа.

Среди тектонических ловушек наиболее распространены ловушки, обусловленные дизъюнктивными нарушениями, чаще всего осложняющими своды структур (месторождения Везендорф, Кнезебек, Лайферде, Элдинген и др.). Залежи тектонического типа, экранированные соляными массивами куполов, обнаружены на площадях Форхоп, Виттинген, частично Везендорф. Залежи сводового типа развиты на структурах Везендорф и Гифхорн. В своде купола Везендорф нефтяные залежи выявлены над ангидритовым кепроком его соляного массива в отложениях рэта, лейаса, доггера и в доальбских слоях нижнего мела, трансгрессивно перекрытых породами альба и расчлененных сбросами на отдельные узкие блоки.

Стратиграфические (трансгрессивные) ловушки приурочены преимущественно к песчаникам аалена, нередко трансгрессивно перекрытым в западной части зоны глинистыми мергелями среднего и верхнего альба (месторождения Ханкенсбюттель и Оррел), а в ее восточной части – глинами готерива (месторождение Рюме и др.) или палеогена (залежи на юго-западном склоне соляного массива купола Эра).

Формирование литологических ловушек определяется увеличением глинистости песчаников аалена (месторождения Меердорф и Хардессе в юго-западной части зоны).

Миграция нефти в Гифхорнской зоне, обусловленная уплотнением нефтематеринских пород, началась уже в начале доггера и шла от осевой части юрского трога к его периферии. Однако в доальбское время большинство образовавшихся нефтяных залежей было уничтожено позднеюрско-раннемеловой эрозией. Лишь некоторые из них сохранились в осевой, наиболее погруженной части юрского трога, например, нефтяная залежь западного крыла соляного купола Форхоп и нефтяная залежь, экранированная соляным массивом купола Везендорф. Основные нефтяные залежи Гифхорнской зоны, в том числе залежи ее крупных месторождений Ханкенсбюттель и Оррел, сформировались в позднемеловое время, а залежи нефти небольших месторождений Хардессе, Меердорф и другие – в самом конце мела. В кайнозое миграция нефти была незначительной и не привела к образованию крупных промышленных скоплений.

Перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений Гифхорнской зоны пока не изучены. Однако в последние годы несколько северо-восточнее Гифхорнской зоны и к северу от г. Зальцведель, но уже в пределах ФРГ, в приграничной полосе было открыто газовое месторождение Вустров, приуроченное к верхам подсолевых отложений. Скважина Вустров Z=1 пересекла соляной массив одноименного купола и в интервале 3200–3650 м вскрыла вулканогенно-терригенные отложения нижней перми (ротлигендеса). Верхние 320 м разреза сложены песчаниками, алевролитами и глинами, причем к песчаникам приурочена залежь газа с высоким содержанием азота (Malzahn, 1967).

Данные сейсморазведки показывают, что соляному куполу Вустров соответствует поднятие подсолевого ложа, с которым связана упомянутая газовая залежь. Эти данные принципиально важны для направления работ на подсолевой комплекс.

Литература

- Айзенштадт Г.В., Горфункель М.В. Тектоника и нефтеносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин. – Труды ВНИГНИ, вып. 246. М., "Недра", 1965.
- Голов А.А. О закономерностях распространения открытых солянокупольных структур Прикаспийской впадины. Тезисы докладов Второго межведомственного симпозиума по проблеме: "Геологические особенности солянокупольных регионов и методика поисков и разведки солянокупольных структур в связи с нефтегазоносностью". Чернигов, 1966.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника). М., "Наука", 1964.
- Журавлев В.С. Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской и Североморской впадин. – В сб.: Поиски и освоение нефтяных и газовых месторождений солянокупольных областей в пределах СССР (тезисы Межвуз. научн. конференции). М., 1968.
- Журавлев В.С., Кузьмин Ю.Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги. – Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2.
- Иллис Г.И. Плейстоценовые движения соляных штоков в Северной Германии и их региональное распространение. – В сб.: Живая тектоника. М., ИЛ, 1957.
- Ролл А., Бройштедт Г. Гамбургский нижнедогерский трог. – В сб.: Материалы по геологии нефти, т. 2. Страны Европы и Турция (XX Международ. геол. конгресс. XX сессия. Докл. сов. геологов). М., Гостоптехиздат, 1959.
- Brand E., Hoffmann R. Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. – Erdöl und Kohle, Erdg. Petrochem., Bd. 16, 1963.
- Fahrion H.W. Zur Geologie und Förderung des Ölfeldes Wesendorf. – In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland. Hannover–Celle, 1949.
- Hecht F. Tectonica and oil migration in the oilfields of the Gifhorn Trough (NW Germany). – In: 5th World Petrol. Congr., Sect. 1, v. 1. N.Y., 1959.
- Hecht F., Hedemann H.-A., Kabelac F. Zur Tektonik und Stratigraphie der Erdölfelder am Nordwest-Hand des Gifhomer Troges. – Geol. Jahrb., Bd. 74, 1957.
- Hedemann H.-A. Präalbische Tektonik am Nordwestrand des Gifhomer Troges. – In: Geotekt. Sympos. Ehren von Hans Stille. Stuttgart, 1956a.
- Hedemann H.-A. Erdölfelder Hohne, Wesendorf–Nord, Örtel–Süd, Hankensbüttel. – In: Sympos. sobre yacimientos de petroleo y gas, t. 5 (XX Congr. geol. internat., Mexico). Mexico, 1956 b.
- Malzahn E. Zielsetzung und Ergebnis der Erdöl- und Erdgasanschlussbohrstätigkeit in der Bundesrepublik Deutschland von 1963 bis 1967. – In: Jahrbuch europäischen Erdölindustrie Hamburg, 1967.
- Philipp W., Drong H., Füchtbauer H., Haddenhorst H.G., Jankowsky W. The history of the migration in the Gifhorn Trough. – In: 6th World Petrol. Congr. Frankfurt, 1963.

*В. А. Буш, А. А. Зиновьев, Ю. А. Иванов, И. Н. Капустин,
Л. Г. Кирюхин*

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГАЗА В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Пермские толщи нефтегазоносны во многих районах мира (Североморская и Прикаспийская впадины, Пермский бассейн США и др.). Почти повсеместно они залегают под мощным комплексом гидрохимических осадков ранне- или позднепермского возраста (цехштейн, кунгур), являющихся регионально выдержанной покрывкой. Однако наличие мощной соленосной толщи в свою очередь заметно затрудняет применение бурения и геофизических методов для изучения строения подсолевых отложений и перспектив их нефтегазоносности. В связи с этим интересно выяснить основные закономерности размещения месторождений нефти и газа в относительно хорошо изученном районе, каковым является Средняя Европа с прилегающей акваторией Северного моря. Вопросы тектоники Средне-Европейской плиты подробно освещены в монографии В.С.Журавлева (1972).

Породы нижней перми (ротлигендес, или красный лежень) Средней Европы представлены различными по генезису и составу образованиями, строение которых определяется положением того или иного региона в структуре Средне-Европейской плиты. В составе ротлигендеса выделяются отенский и саксонский ярусы. Отенский ярус представлен эффузивными сериями мощностью до 1700 м. Эти породы несогласно перекрываются отложениями саксонского яруса (осадочный ротлигендес), представленными терригенными толщами мощностью до 1300 м. На всей территории своего распространения ротлигендес со значительным перерывом ложится на отложения карбона, а местами и на более древние образования и почти повсеместно без видимого несогласия перекрывается сульфатно-соленосными осадками верхней перми (цехштейн). Перерыв между этими отделами и разрыв нижележащих пород отмечается лишь на юго-западе рассматриваемой территории.

Внутри Средне-Европейской варисцийской геосинклинальной системы нижняя пермь представлена эпигеосинклинальным орогенным комплексом, выполняющим крупную наложенную впадину варисцид – трог Саар-Заале и ряд более мелких впадин преимущественно внутри Саксо-Тюрингской зоны. По данным Г. Катцунга (1968 г., 1970 г.) – это красноцветные терригенные, часто грубообломочные породы, среди которых располагаются участки с интенсивным проявлением суб-секвентного вулканизма.

Севернее, в пределах Средне-Европейской плиты среди нижнепермских отложений выделяется несколько литологических типов (см. рисунок).

Вблизи южной и юго-западной границ распространения нижняя пермь представлена грубообломочными породами, сменяющимися к северу преимущественно песчаными накоплениями (King, 1970). В пределах газовых месторождений британского сектора Северного моря нижняя пермь сложена преимущественно песчаниками с конгломератами. В верхних частях разреза появляются прослои и пачки глин.

На севере Голландии и северо-западе ФРГ нижняя пермь сложена красноцветными конгломератами, переслаивающимися с коричневыми песчаниками, местами наблюдаются маломощные прослои глин. По происхождению терригенные породы месторождения Гронинген подразделяются на аллювиальные конгломе-

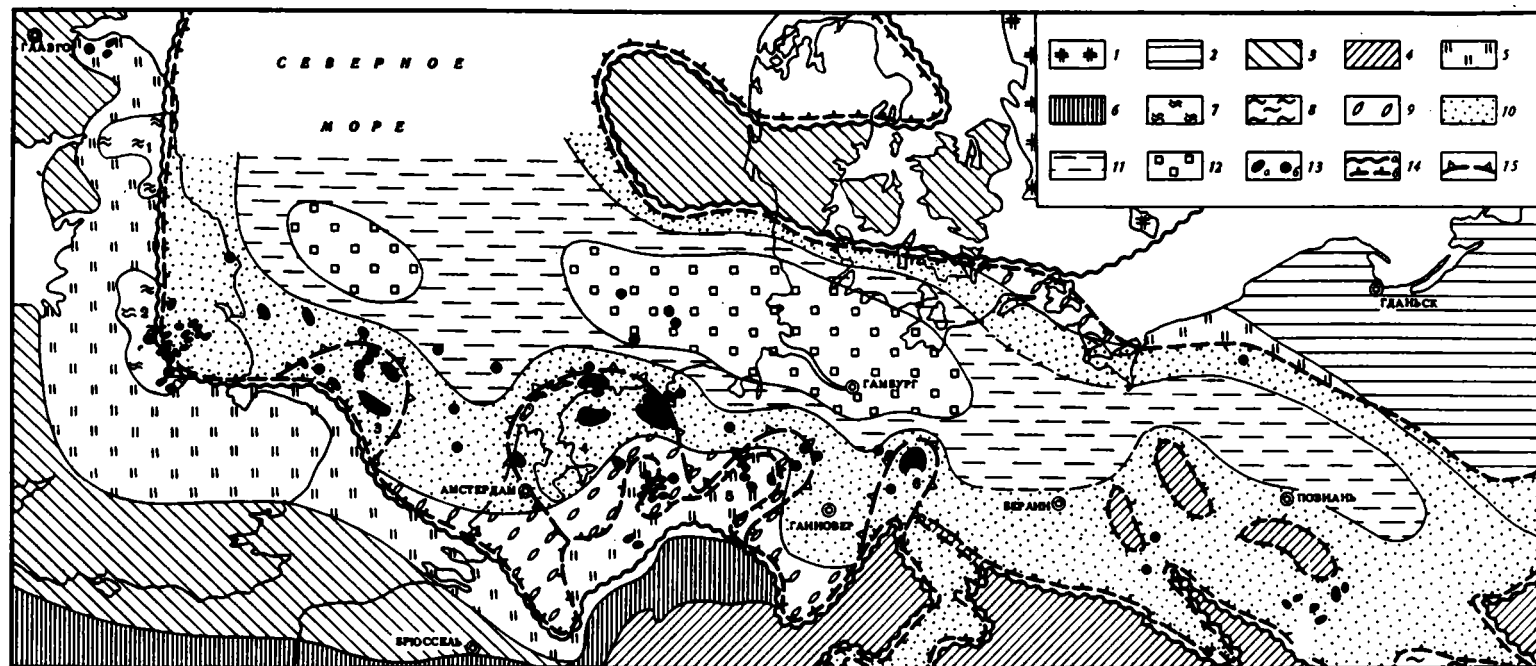


Схема предпосылок газонефтеносности довершнепермских отложений эпигеосинклинального комплекса Средне-Европейской плиты

1 - Балтийский щит; 2 - Русская плита; 3, 4 - породы фундамента на поверхности или под платформенным чехлом Средне-Европейской плиты: 3 - каледонского и докембрийского, 4 - варисцийского; 5 - преимущественно девонское и нижнекаменно-угольные отложения эпигеосинклинального комплекса Средне-Европейской плиты. Структуры эпигеосинклинального комплекса выполнены паралитическими угленосными формациями верхнего карбона: 6 - Субварисцийский краевой прогиб; 7 - угленосные прогибы Восточной Англии; 8 - Верхне-Силезская внутренняя впадина варисцид. Литолого-фациальные зоны в отложениях осадочного красного лежня: 9, 10 - песчано-конгломератовая (9 - преимущественно конгломератовая подзона, 10 - преимущественно песчаная подзона); 11 - песчано-алевритово-глинистая; 12 - сульфатно-соленосно-глинистая; 13 - месторождения (а) и отдельные скважины (б), в которых получены притоки газа и нефти; 14 - границы распространения: а - соленосной покрывки верхней перми, б - отложений осадочного красного лежня; 15 - региональные конседиментационные поднятия эпигеосинклинального комплекса.

Угленосные прогибы Восточной Англии (цифры на схеме): 1 - Нортумберлендский, 2 - Средне-Пеннинский. Поднятия: 3 - Леманское, 4 - Средне-Нидерландское, 5 - Хунтское, 6 - Айхсфельдско-Альтмарское

раты, песчаники, глины и золотые (дюнные) песчаники (King, 1970; Журавлев, 1972).

В верхней части разреза нижней перми на севере Голландии и в сопредельных районах ФРГ прослеживается пачка (30–75 м) красновато-коричневых аргиллитов, плотных, с примесью мелкозернистых песчаников и с белыми или серовато-зеленоватыми вкраплениями ангидрита. Аргиллиты содержат прослой глины или песчаников мощностью до 0,5 м.

В междуречье Везера и Эмса в основании или в средней части терригенных пород встречаются вулканиты мощностью от первых метров до 130 м (скв. Оберланге Тенге Z-1) и 170 м (скв. Бухорст Z-1), представленные красновато-фиолетовыми, обычно миндалекаменными порфиритами (Fabian, 1962, 1963; Porth, 1968).

Грубообломочные породы ротлигендеса по направлению к центральной части Средне-Европейской плиты сменяются песчано-глинистыми отложениями, представленными толщей переслаивающихся красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, соотношение которых в разных районах различно. Во внутренних частях зоны развития песчано-глинистых отложений, общая мощность которых 200–750 м, в пелитовых породах появляются следы сульфатизации – включения ангидрита и гипса.

В восточной части Средне-Европейской плиты песчано-глинистые отложения ротлигендеса подстилаются субсеквентными вулканитами нижней перми, образующими два гигантских вулканических пояса – Субвариссийский и Фемарн-Узедомский. Вулканические накопления нижней перми сложены преимущественно красно-коричневыми и серыми кварцевыми порфирами риолитового и риодацитового состава, образующими покровы мощностью 80–120 м, разделенные между собой 5–20-метровыми пачками вулканических брекчий и лапиллиевых брекчий, туфов, редко – туфогенных алевролитов. Мощность вулканических накоплений 1000–1700 м.

В центральной части (акватория Северного моря и северная часть ФРГ) распространены преимущественно глинисто-алевролитовые разности нижней перми, в составе которых встречаются прослой, включения и отдельные пачки сульфатно-соленосных пород значительной мощности. В основании разреза, как правило, отмечаются песчаники, в подошве которых залегают конгломераты. Переход от песчано-глинистой фации к сульфатно-соленосной очень постепенный. Х. Бартенштейн в 1968 г. указал, что сульфатно-соленосные фации ротлигендеса, образовавшиеся в полуотшнуровавшихся от расположенного севернее моря бассейнах, развиты западнее порога Доггер-Банк в британском секторе акватории Северного моря, в Шлезвиг-Гольштейне и, возможно, в Датском бассейне перед Балтийским щитом.

В этой зоне скв. Фемарн Z-1 вскрыла 757 м осадочного ротлигендеса, представленного глинисто-алевролитовой серией с тонкими прослоями соли. В низах этой толщи залегают песчаники и конгломераты, еще ниже – кварцевые порфиры, по которым скважина прошла 200 м и была остановлена. Скважина Бруммерхоф Z-1 встретила толщу красноцветных глин, переслаивающихся с солями, которая подстилается песчаниками и эффузивами. Мощные разрезы ротлигендеса в сульфатно-соленосной фации вскрыли скв. Нордзее Z-1 (850 м) и Нордзее В-2 (960 м).

Разрез ротлигендеса в центральной части Шлезвиг-Гольштейна снизу вверх представлен кирпично-красными глинами с прослоями ангидритов, каменной солью (внизу прозрачной, сверху розовой до фиолетовой, грубокристаллической), мергелями и глинами зеленовато-серыми; глинами и мергелями кирпично-красными (Plumchof, 1966).

В пределах Субвариссийского вулканического пояса отложения ротлигендеса подстилаются дислоцированными, в различной степени метаморфизованными породами намура и динагта. Севернее и северо-западнее нижнепермские отложения залегают на размытой поверхности красноцветных пород стефана или угленосных толщ вестфalia. Мощность последних, очевидно, превышает 2–3 км.

Средне-Европейская плита по поверхности ротлигендеса представляет собой обширный прогиб субширотного простираия. На фоне общего регионального погружения кровли нижней перми с юга на север от 1–2 км (на некоторых участках породы ротлигендеса выведены на дневную поверхность) до 5–7 км выделяются крупные положительные и отрицательные структурные элементы различных размеров и ориентировки.

В северо-западной части плиты расположена впадина Девилс-Хол с размерами 400 × 400 км и глубиной залегания кровли нижней перми до 7 км. Восточнее находится Датская впадина северо-западного простираия. Размеры ее 250 × 150 км, поверхность ротлигендеса погружена на глубину до 5 км. Южнее впадины Девилс-Хол расположены поднятия Доггер-Банк и Шилл-Банк, разделенные Фризской впадиной субмеридионального простираия, размеры которой 75 × 60 км, а кровля нижней перми залегает на глубине до 5 км. Простираие поднятия Доггер-Банк изменяется от субширотного до юго-восточного. Оно асимметричное: более крутые северные и пологие южные склоны. Размеры его 300 × 100 км, поверхность ротлигендеса залегает на глубине 1–1,5 км.

Поднятие Шилл-Банк является западным продолжением поднятия Ринкбегинг Фюн-Рюген (Фюн-Гримстедт), в пределах которого отложения перми отсутствуют, а породы триаса залегают непосредственно на докембрийском фундаменте. Размеры поднятия Шилл-Банк 150 × 40 км, а кровля нижней перми залегает на глубине около 3,5 км. Расположенная южнее Английская впадина вытянута в субмеридиональном направлении. Глубина залегания кровли нижней перми в пределах впадины 3–4 км, размеры ее – 300 × 200 км. В расположенной южнее Брабантской моноклинали кровля нижней перми залегает на глубинах 1,5–2,5 км.

Поднятие Немецкой бухты состоит из двух обособленных куполовидных структур. Общие размеры его 200 × 75 км, глубина залегания кровли ротлигендеса 3,5 км. Средне-Нидерландское поднятие представляет собой крупную изометричную структуру северо-западного простираия с размерами 250 × 200 км. Кровля нижней перми залегает на глубинах 1–3,5 км. Юго-западнее этого поднятия расположена Западно-Нидерландская впадина (Большой грабен) северо-западного простираия, размеры которой 150 × 50 км, а кровля нижней перми залегает на глубинах 2,5–4 км. Шлезвиг-Нижнеэльбская впадина вытянута в северо-восточном направлении. Размеры ее 175 × 75 км, глубина залегания кровли нижней перми здесь 5–6 км.

Таким образом, поверхность ротлигендеса Средне-Европейской плиты характеризуется значительной тектонической расчлененностью. Здесь выделяются глубокие прогибы, длина которых составляет до 400 км, а амплитуда от 1000 до 4000 м и поднятия. Последние в сумме занимают не более 10% от общей площади Средне-Европейской плиты. Их размеры (длина до 250 км, ширина до 200 км, амплитуда от 500 до 2000 м) значительно меньше, чем размеры прогибов, т.е. Средне-Европейской плите по кровле нижней перми соответствует обширная впадина. Региональные наклоны этой поверхности достигают 3–4°, в среднем 1–2°.

Промышленные скопления нефти и газа и нефтегазопоявления в пределах Средне-Европейской плиты отмечаются по всему разрезу платформенного чехла от карбона до олигоцена. Начиная с середины прошлого века, когда в Германии было открыто первое нефтяное месторождение Витце (продуктивны юрские и меловые отложения), и до конца 50-х годов текущего столетия было выявлено значительное количество месторождений. Однако почти все они небольших размеров, запасы их незначительны и ни в коей мере не покрывали потребности европейских стран в углеводородном сырье. В результате продолжавшихся геолого-поисковых работ в 1959 г. из заложенной на поднятии Гронинген скв. Слотхерен-1 был впервые в Европе получен приток газа из терригенных красноцветных образований ротлигендеса – это привело к открытию крупнейшего в Европе (и одного из крупных в мире) месторожде-

ния газа. По данным на март 1967 г. (Wells, 1968) его начальные извлекаемые запасы составляли 1904,3 млрд. м³ газа.

После этого открытия поиски газа в отложениях ротлигендеса начались в различных районах Средне-Европейской плиты. В 1966 г. были открыты месторождения в Голландии и ФРГ. Так как месторождение Гронинген расположено в прибрежной полосе, то в сферу поисков была включена и акватория Северного моря.

В 1965 г. между Великобританией, Голландией, Норвегией, Данией, Бельгией и ФРГ было заключено соглашение о разделе территории Северного моря на соответствующие сектора. Развернувшиеся в широких масштабах поисково-разведочные работы позволили получить новые данные о строении акватории Северного моря, глубина которого, как правило, не превышает 150 м. К настоящему времени значительная часть этой территории покрыта аэромагнитной и гравиметрической съемками, отработано более 500 тыс. км сейсмических профилей, пробурено около 300 скважин, вскрывших подсолевые отложения (более половины из них дали приток газа). В результате этих работ было выявлено, что область развития отложений ротлигендеса протягивается под водами Северного моря далеко на запад, вплоть до побережья Англии. В 1965–1966 гг. была доказана и промышленная газоносность отложений ротлигендеса акватории Северного моря открытием пяти месторождений в его британском секторе.

За последние годы в пределах Средней Европы в отложениях нижней перми было открыто около 40 месторождений газа с запасами свыше 5000 млрд. м³. Разработка этих месторождений обеспечит подачу в страны Западной Европы почти 60 млрд. м³ газа в год и ее увеличение ограничивает лишь отсутствие газопроводов.

Среди выявленных месторождений газа самым крупным является голландское месторождение Гронинген.

Значительная часть месторождений газа сконцентрирована в британском секторе Северного моря, ряд месторождений находится на Европейском материке на территории Голландии и ФРГ (Глушко, Дикенштейн, 1971, 1972). В последнее время открыты месторождения и в голландском секторе Северного моря.

Высокая перспективность газоносности отложений ротлигендеса в Средней Европе и акватории Северного моря обусловлена следующими благоприятными предпосылками.

Наличие мощной сульфатно-соленосной покрывки цехштейна, надежно запечатывающей залежи углеводородов в подстилающих отложениях. С этой точки зрения положение ротлигендеса в разрезе является чрезвычайно благоприятным. Установлено, что газовые залежи приурочены к первому коллекторскому горизонту, залегающему непосредственно под сульфатно-соленосной покрывкой цехштейна. Если отложения ротлигендеса в разрезе отсутствуют, залежи газа встречаются в подстилающих цехштейн породах верхнего карбона, как это установлено в районе Эмсланда (месторождения Фейндорф, Эмлихейм и др.).

Большинство месторождений газа в ротлигендесе приурочено к зоне развития преимущественно терригенных пород аллювиального и, частично, эолового происхождения и располагается в периферийных частях плиты. Полная пористость пород-коллекторов в среднем достигает 20%, проницаемость около 0,1 дарси, иногда до 0,5 дарси. Кровля ротлигендеса в этой зоне располагается на глубинах 2,5–3,5 км, вследствие чего нижнепермские отложения уплотнены очень незначительно.

С приближением к центральным частям Средне-Европейской плиты коллекторские свойства нижнепермских отложений резко ухудшаются, что объясняется увеличением количества глинистых пород, засолением и сульфатизацией разреза, а также значительным уплотнением пород в связи с увеличением глубин их залегания (кровля ротлигендеса здесь располагается на глубинах 4,5–5 км). Тем не менее горизонты, обладающие относительно хорошими для газовых месторождений коллекторскими свойствами, сохраняются и на этом участке.

Это подтверждается получением промышленных притоков газа в скв. Нордзее В-2, пробуренной в зоне распространения соленосно-сульфатно-пелитовых фаций. Продуктивный горизонт приурочен к нижним частям разреза.

В зоне развития грубообломочных пород открыто лишь одно месторождение Де Вик. Это связано, по-видимому, как с общим уменьшением здесь мощности ротлигендеса, так и с ухудшением коллекторских свойств в грубообломочных породах.

По данным Х. Бартенштейна (Bartenstein, 1968) и ряда других исследователей, красноцветные отложения ротлигендеса не содержат пород, которые могли бы быть газопроизводящими. Основным источником газа, по их мнению, являются угленосные породы верхнего карбона. Отмечается прямая взаимосвязь между распространением угленосных верхнекаменноугольных отложений и залежами углеводородного газа в ротлигендесе и верхнем карбоне. В западных и северо-западных районах плиты, где в карбоне известны мощные угольные толщи, залежи газа в ротлигендесе имеют углеводородный состав (месторождения Северного моря и Голландии содержат до 80–100% метана). На востоке угленосность карбона снижается, происходит уменьшение содержания в газе углеводородов и обогащение его азотом (газ месторождений Вустров и Эра содержит соответственно 49% и 57 метана).

Чрезвычайно большую роль в формировании месторождений газа в ротлигендесе Средне-Европейской плиты, следует, по-видимому, отнести тектоническим нарушениям, способствующим миграции газа из подстилающих толщ карбона. Зоны, примыкающие к нарушениям, благоприятны для газоаккумуляции вследствие наличия путей для миграции углеводородов и широкого развития структурных ловушек.

Во многих нефтегазоносных районах наиболее благоприятными для накопления углеводородов в пределах обширных областей прогибания являются участки несколько замедленного погружения. Чем более длительный срок существует приподнятая по сравнению с остальной территорией зона, тем более вероятны миграция в ее пределы углеводородов и их сохранение. В связи с этим поднятия древнего заложения (валы или своды), унаследованно развивающиеся в течение своей геологической истории, имеют высокие перспективы нефтегазоносности.

Такая же закономерность отмечается и для территории Средне-Европейской плиты. Заложение большинства палеоподнятий относится здесь к позднему палеозою. В последующие периоды они продолжали унаследованно развиваться, благодаря чему видны и в современном структурном плане. В их пределах создавались благоприятные условия для накопления и сохранения залежей. Помимо этого, в пределах древних сводов улучшаются коллекторские свойства ротлигендеса и, по мнению геологов ФРГ и Голландии, имеются необходимые условия для постуглефикации органического вещества в верхнем карбоне.

Анализ пространственного размещения месторождений газа в ротлигендесе дает основание считать, что они в основном приурочены к поднятиям позднепалеозойского заложения, унаследованно развивавшимся в последующие геологические эпохи. Так, например, месторождения Гронинген, Де Вик и Гроотхузен расположены в пределах Средне-Нидерландского поднятия, проявлявшегося, по-видимому, уже перед астурийской фазой варисийской складчатости. На существование этого поднятия в позднекарбовое время указывает постепенное выклинивание к его своду отложений вестфалья С, Д и стефана. В ранней перми оно фиксируется особенностями распространения и мощностями ротлигендеса. Средне-Нидерландское поднятие до конца триаса существовало как зона замедленного прогибания. В современном структурном плане наличие этого поднятия подтверждается данными бурения. К Айхсфельдско-Альтмаркскому поднятию приурочены месторождения Вустров и Эра.

В пермское и триасовое время эта структура уже была выражена как поднятие, на что указывает характер распределения мощностей ротлигендеса и

среднего бунтзандштейна. В его южной части, в районе Айхсфельдского выступа, отложения ротлигендеса отсутствуют.

Приуроченность месторождений газа к древним поднятиям отмечается не только для отложений ротлигендеса. Залежи в верхнем карбоне тяготеют к Средне-Нидерландскому (месторождения Эмсланда) и Хунтскому (месторождения Реден) поднятиям. Они приурочены к зоне отсутствия ротлигендеса и залегают в первом коллекторском горизонте верхнего карбона непосредственно под цехштейном. Эта же закономерность отмечается и для бунтзандштейна, в отложениях которого к Средне-Нидерландскому поднятию приурочено 5 месторождений, а к Хунтскому – 13.

Таким образом, высокая продуктивность подсоловых отложений является результатом ряда особенностей их геологического развития и строения: длительного и интенсивного прогибания территории, наличия мощной соленосно-сульфатной покрывки, присутствия толщ, генерирующих углеводороды, и коллекторских горизонтов.

Размещение месторождений в подсоловом комплексе подчиняется закономерностям, которые определяются сочетанием ряда важнейших критериев перспектив нефтегазоносности, таких как наличие благоприятных тектонических и палеотектонических условий, развитие коллекторских толщ и покрывок, а также необходимых гидрогеологических и геохимических предпосылок.

Установленные закономерности следует учитывать при проведении поисково-разведочных работ на красноцветные пермские отложения в Советском Союзе.

Литература

- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х. Газоносность нижнепермских отложений Северо-Западной Европы. – Геол. нефти и газа, 1971, № 9.
- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность акватории Северного моря. – Геол. нефти и газа, 1972, № 8.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 232).
- Bartenstein H. Paläogeographische Probleme beim Aufsuchen von Kohlenwasserstoff=Lagerstätten im Paläozoikum. – Erdöl und Kohle, Hamburg, Bd. 21, H. 1. 1968.
- Fabian H.J. Oberkarbon und Perm der Bohrung Oberlange=Tenge im Emsland. – Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf. Krefeld, Bd. 3, H. 2, 1962.
- Fabian H.J. Das Jungpaläozoikum zwischen Diepholz und Twistingen (Konzession Riddenrade) und seine Erdgasführung. Erdöl=Erdgas Z. Wien-Hamburg, Bd. 79, 1963.
- King R.E. Petroleum exploration and production in Europe in 1969. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 5418, 1970.
- Plumchof F. Mariner Oberrotliegendes in Centrum Nordwestdeutschen Becken. – Erdöl und Kohle, Bd. 19, H. 10, 1966.
- Porth H. Die Erdöl- und Erdgasexploration in der Bundesrepublik im Jahre 1967. – Erdöl und Kohle, 1968.
- Wells M.D. Dutch drilling starts offshore and land. – World Petrol., May 1968.

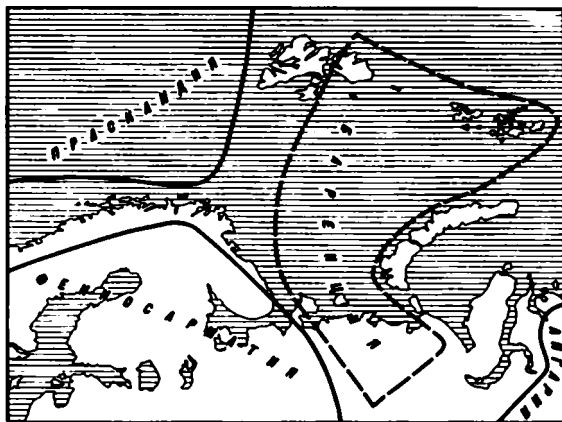
ГИПОТЕЗА О БАРЕНЦИИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ

Гипотеза о древней Баренции – платформе с докембрийским фундаментом, располагающейся в области акватории Баренцова моря – распространена весьма широко и хорошо известна большинству геологов. В общем виде она была предложена Г. Фриболдом (Frebold, 1935), а затем развита А. Орвином (Orvin, 1940 и др.) и А. Д. Архангельским (1941): А. Д. Архангельский предполагал в этой области северное продолжение Русской (Восточно-Европейской) платформы. "На севере Русская платформа", – писал он, – "переходит в дно Баренцова моря, и о продолжении ее приходится судить по простиранию складчатых сооружений, составляющих продолжение каледонид Норвегии и герцинид Урала. Как известно, каледонские складки Норвегии у Варангер-фьорда поворачивают на север, и продолжение их находим на Медвеьем острове и на Шпицбергене. Этот поворот можно объяснить тем, что западная граница Восточно-Европейской платформы от Варангер-фьорда направляется в меридиональном направлении к Шпицбергену. По-видимому, восточная часть о. Северо-Восточной Земли... имеет уже платформенный характер, так как здесь древнепалеозойские породы, по свидетельству Фреболда, залегают почти горизонтально. О продолжении платформы в рассматриваемую область говорит также резкий поворот складок Новой Земли с северо-запада на северо-восток... Архипелаг островов Франца-Иосифа, на котором слагающие его мезозойские породы, если отвлечься от разбивающих их сбросов, залегают горизонтально, также, по-видимому, входит в состав платформы" (Архангельский, 1941, стр. 51).

Термин Баренция был введен Г. Штилле, который как и А. Д. Архангельский, связывал Баренцию с Восточно-Европейской платформой, считая ее частью Фенносарматии, или Баренцосарматии. "Праоконтинент Фенносарматия, в широком понимании этого термина, состоит... из двух древнейших глыб – собственно Фенносарматии и праоконтинента Баренции (гипотетическая платформа Баренцова моря), располагающегося севернее. Обе части с самого начала были разделены узкой ортогеосинклинальной бороздой – зоной Тиманид, а складчатость, которая придала этой узкой зоне платформенный характер и тем самым спаяла собственно Фенносарматию и Баренцию в единое кратонное целое, ... с большей долей вероятности должна считаться ассинтской" (Штилле, 1964, стр. 853). На схеме Г. Штилле (рис. 1) Баренция рисовалась в виде неправильного многоугольника, две северные вершины которого занимали восток Шпицбергена и Земля Франца-Иосифа, а южная вершина клином выходила на сушу между Уралом и Тиманом, в области Большеземельской тундры, где предполагалась гипотетическая "глыба" Пыткова Камня.

Как бы ни изменялись в дальнейшем контуры Баренции на различных тектонических схемах и картах, Северо-Восточная Земля неизменно занимала место в ее северо-западном углу. Архипелаг Шпицберген – единственный участок территории этой гипотетической платформы, где обнажены докембрий и нижний палеозой, – всегда служил краеугольным камнем всей гипотезы. А. Сендфорд (Sandford, 1926) указал на присутствие здесь выступа древних метаморфических пород, несогласно перекрытых полого залегающими слабо метаморфизованными толщами предкаледонского комплекса Гекла-Хук. Указанные соотно-

Рис. 1. Положение и границы гипотетической платформы Баренция (по Штилле, 1964)



шения были отмечены им в районе бухты Сабина, на северном побережье о. Северо-Восточная Земля, между серыми гранито-гнейсами, которые он включал в комплекс фундамента, и вышележащими осадочно-вулканогенными сланцами свиты Кап-Ханстен. Именно это явилось основанием исключить Северо-Восточную Землю из состава каледонид, к которым ранее относили всю территорию Шпицбергена.

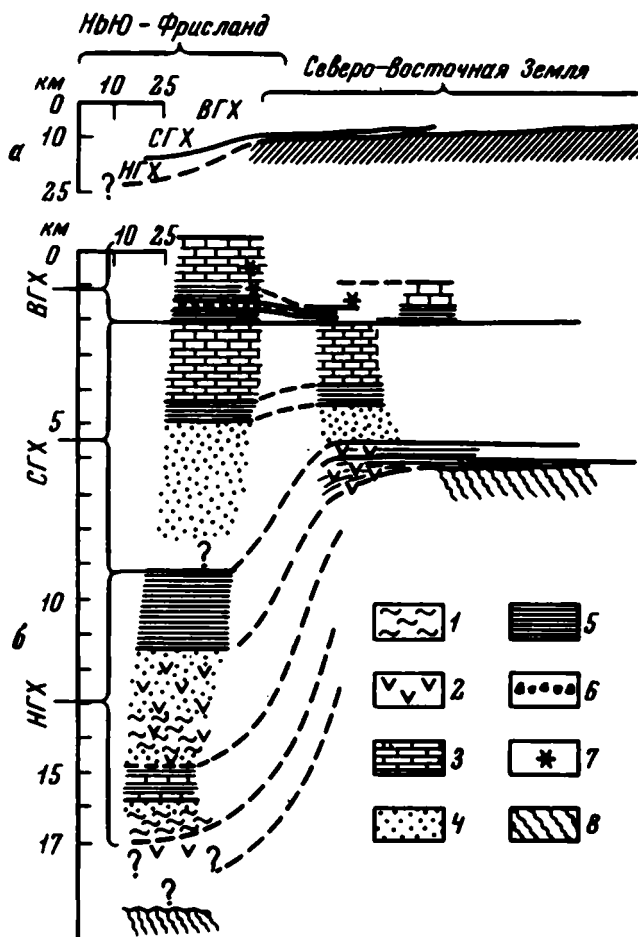


Рис. 2. Схема соотношения разрезов Гекла-Хук Нью-Фрисланда и Северо-Восточной Земли. По К.А.Клитину (1960) а - без искажения масштаба; б - вертикальный масштаб увеличен в 10 раз.

1 - гнейсы; 2 - вулканогенные породы, отчасти измененные (амфиболиты); 3 - мраморы, известняки, доломиты; 4 - кварциты, песчаники, гравелиты; 5 - сланцы; 6 - тиллиты; 7 - слои с фауной; 8 - архей.

НГХ - Нижняя Гекла-Хук, СГХ - Средняя Гекла-Хук, ВГХ - Верхняя Гекла-Хук

После исследований О.Куллинга (Kulling, 1934) на Северо-Восточной Земле и группы английских геологов на Западном Шпицбергене эти представления, казалось, были подтверждены сравнительным анализом мощностей комплекса Гекла-Хук. На Западном Шпицбергене в наиболее полных разрезах они составляли 20 тыс. м, т.е. более чем вчетверо превышали мощности, которые приводились для Северо-Восточной Земли (Harland, Wilson, 1956; и др.). Наиболее резко сокращались мощности в нижней части разреза: отложения Нижний Гекла-Хук мощностью 10-12 км противопоставлялись осадочно-вулканогенным породам свиты мыса Ханстен (750 м). Правда, А. Орвин (Orvin, 1940) приводил для последних гораздо более высокие цифры - до 4-4,5 тыс. м, но за основу при сравнениях принимались данные О.Куллинга. Для Средней и Верхней Гекла-Хук, с которыми параллелизовались формации Мурчисон-бей, Свеанор и Кап-Спарре схемы Куллинга, отмечалось примерно двукратное сокращение мощностей от Нью-Фрисланда, через узкую зону пролива Хинлопен, к западному побережью Северо-Восточной Земли. Возникла эффектная картина резкой смены маломощных отложений "чехла" платформы Баренция многокилометровыми толщами осадков примыкающей с запада геосинклинали (рис. 2). Западный край платформы предположительно трассировали по субмеридиональному глубинному разлому в зоне пролива Хинлопен. Складчатые структуры комплекса Гекла-Хук представлялись более напряженными к западу от этой зоны.

На фоне этого комплекса прямых, казалось бы, доказательств убедительно выглядели и косвенные данные в пользу платформенной природы восточной части архипелага - якобы более слабое развитие здесь позднепалеозойско-мезозойского чехла и более широкое распространение долеритов.

В конце пятидесятых - начале шестидесятых годов Баренция почти перешла из разряда гипотетических в разряд общепризнанных древних платформ (Кли-тин, 1960). Однако в шестидесятых годах на Шпицбергене и особенно на Северо-Восточной Земле был проведен комплекс стратиграфо-тектонических исследований и геолого-съемочных работ, в результате которых данные о строении, составе, мощностях древних толщ и их взаимоотношениях с интрузивными комплексами были во многом уточнены, а отчасти и в корне пересмотрены. Существенно изменилась схема строения нижней части разреза Северо-Восточной Земли. Работами А.А. Красильщикова (1973), Т. Уинсна (Winsness, 1965), а затем детальными геологическими съемками (Flood, Gee, Hjelle, 1969) было показано, что все контакты между гранито-гнейсами предполагаемого фундамента и породами формации Гекла-Хук являются либо интрузивными, либо тектоническими. Радиологические данные (Gayer a.e., 1966) не подтвердили древнего возраста гранитов бухты Сабина и других гранитоидных массивов Северо-Восточной Земли. Для них получены цифры 350-430 млн. лет. Таким образом, отпала главная, прямая предпосылка представления о платформенном характере территории Северо-Восточной Земли. Основание комплекса Гекла-Хук не вскрыто здесь, как не вскрыто оно и в других разрезах архипелага Шпицберген.

Приходится также полностью отказаться от представления о резком выклинивании названного комплекса на Северо-Восточной Земле, а также о заметном сокращении с запада на восток мощностей разреза Гекла-Хук в целом и любой из входящих в нее скоррелированных толщ Западного Шпицбергена и Северо-Восточной Земли (рис. 3; см. таблицу). Корреляция отложений западного побережья Северо-Восточной Земли и восточных районов Западного Шпицбергена может быть проведена с большой степенью достоверности благодаря сходству обоих разрезов и наличию ряда биостратиграфических реперов. Для докембрийской части разреза такими реперами служат карбонатные толщи со сходными комплексами строматолитов и микрофитолитов (Раабен, Забродин, 1969). Анализ этих органических остатков позволяет выделить в составе докембрийской части Гекла-Хук верхней рифей советской шкалы докембрия и некоторые из подчиненных ему подразделений (Голованов, Раабен, 1967; Раабен, Забродин, 1969).

Возраст	Западный Шпицберген				Северо-Восточная Земля			
	Серия (надгруппа)	"Группа" (подсерия)	Свита (формация)	Слои (толща)	Свита (Красиль- щиков, 1973)	Серия (надгруппа)		
						Flood, 1969	Красильщиков, 1973	
Палеозой		Ослобрен			Кап-Спарре	Кап-Спарре		
Верхний рифей и нижний палеозой	Хинлопен- стредет, или Верхняя Гекла-Хук	Полярисбрен	Дракойзен		Клакбергбухта			
			Уилсонбрен		Свеанор			
			Эльбобрен	Верхняя	Бакаберг	Свеанор	Готия	
				Нижняя				
	Лум-фьорд, или Средняя Гекла-Хук	Академикер- брен	Баклундтоппен	Доломит	Рюссе	Роалдтоппен	Мурчисон-бей	
				Оолит				
			Дракен					
			Сванбергфьеллет	Верхняя				
				Нижняя	Хуннберг			
			Груздивбрен		Селлод	Цельсиусбергет		
		Ветеранен		Оксфордбрен	Фульмарбергет			Рудстун
					Энлигген			
				Глазгобрен	Верхние граувакки			Флора
			Нижние и верхние кварциты и нижние граувакки					
	Кингбрен	Кавендишригген	Кап-лорд	Франклинсундет				
		Богген			Вестманбухта			
		Галуатоппен			Персберг			
		Кортбрен			Кварциты			
Довержен- рифейский комплекс	Стубен- дорфбрен, или Нижняя Гекла-Хук	Планета- фьелла (Моссель) Хакербрен Финланд- вагген	Вильдадален		Аустфонна и Бренвиксфьорд	Ботния		Кап-Ханстен
			Флен					
					Кап-Ханстен			

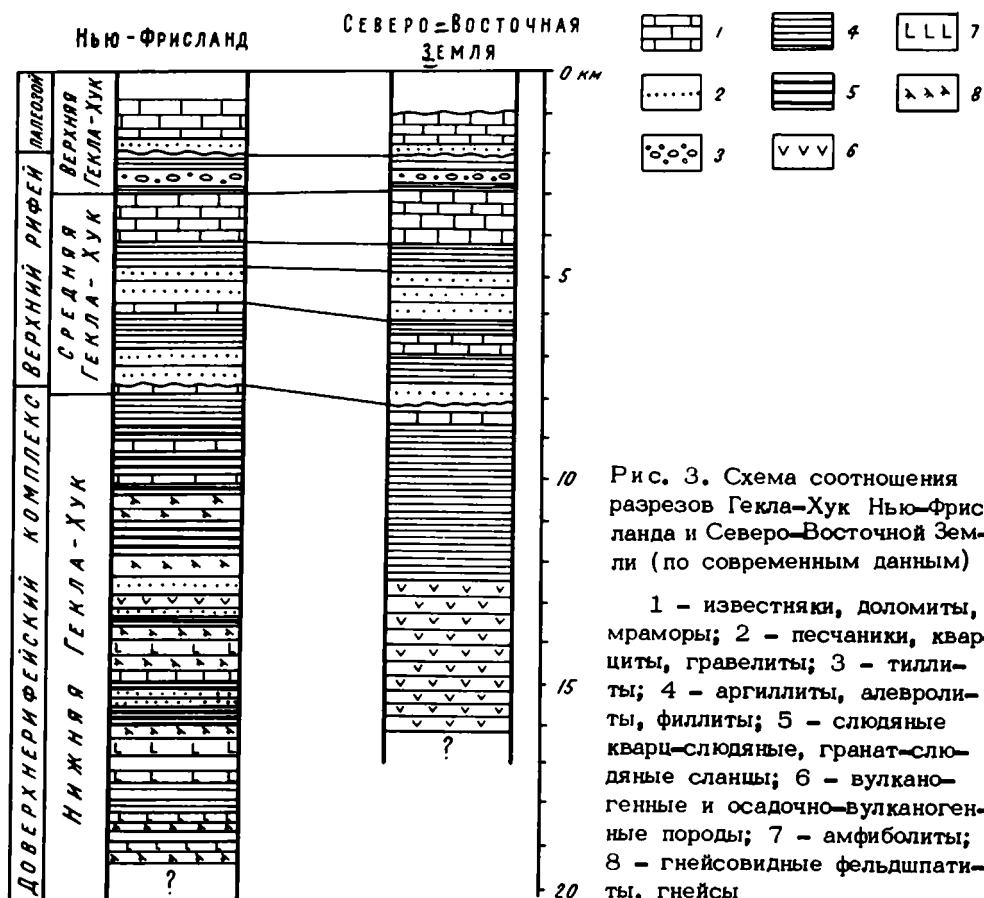


Рис. 3. Схема соотношения разрезов Гекла-Хук Нью-Фрисланда и Северо-Восточной Земли (по современным данным)

1 - известняки, доломиты, мраморы; 2 - песчаники, кварциты, гравелиты; 3 - тиллиты; 4 - аргиллиты, алевролиты, филлиты; 5 - слюдяные кварц-сланцы, гранат-сланцы, слюдяные сланцы; 6 - вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы; 7 - амфиболиты; 8 - гнейсовидные фельдшпаты, гнейсы

Органические остатки верхнего рифея появляются непосредственно над нижними обломочными толщами серии Мурчисон-бей Северо-Восточной Земли и "группы" Ветеранен Нью-Фрисланда, подошва которых может рассматриваться как основание верхнего рифея. Карбонатная пачка, подстилающая эти толщи в разрезах Нью-Фрисланда, содержит микрофитоциты среднерифейского облика. За исключением этой пачки, доверхнерифейский комплекс пород лишен палеонтологических остатков. Радиологические данные не позволяют установить возраст отдельных толщ (Gayere. a., 1966). Выделение в этом интервале, например, нижнего - среднего протерозоя и нижнего рифея (Красильщиков, 1970, 1973 и др.) чисто условно: оно проведено на основании интересных, но субъективных соображений о ходе геологической истории региона. Других данных для установления общих подразделений докембрия в составе нижней Гекла-Хук Западного Шпицбергена и ее аналогов на Северо-Восточной Земле пока нет.

Доверхнерифейский комплекс

Северо-Восточная Земля. Геологические съемки (Floold, Gee, Hjelle, 1969) не подтвердили представления о простом строении толщ, подстилающих серию Мурчисон-бей. Оценка мощности этой части разреза, данная Г.Орвином, не только не преувеличена, но даже преуменьшена. Осадочные и осадочно-вулканогенные породы названного интервала объединены Б. Флудом и его соавторами в серию ("группу") Ботния. А.А. Красильщиков (1973) переносит на серию название Кап-Ханстен.

Серия Ботния подразделяется (снизу вверх) на три формации (свиты) (Flood, Gee, Hjelte, 1969) или на две толщи (Красильщиков, 1973).

1. Свита Кап-Ханстен, или нижняя толща серии Кап-Ханстен (3500–5000 м), – туфолавы андезитовых и дацитовых порфиров, андезит-дациты, кварцевые кератофиры, андезитовые и липаритовые порфиры. . . 3500–5000 м.

2. Свита Бренвиксфьорд и Аустфонна, или верхняя толща серии Кап-Ханстен (2000–4500 м) – мелкозернистые кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и филлиты, в верхней части с прослоями карбонатных пород. Основание серии Ботния нигде не вскрыто.

В ряде точек на севере и востоке Северо-Восточной Земли известны отдельные выходы метаморфических пород – биотитовых, гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов, гранат-биотитовых сланцев и амфиболитов. А.А. Красильщиковым (1973, стр. 14) эти породы "формально выделены в самостоятельный метаморфический комплекс Северо-Восточной Земли, предположительно раннепротерозойского возраста".

Никаких конкретных данных о структурном или стратиграфическом соотношении этого комплекса с породами Гекла-Хук нет, породы комплекса не образуют стратифицированных толщ и сохранились как реликты субстрата, в виде мелких изолированных выходов, а также скиалитов и ксенолитов среди обширных гранитоидных массивов. А.А. Красильщиков считает породы метаморфического комплекса Северо-Восточной Земли самыми древними на архипелаге, образовавшимися "в результате дорифейского ультраметаморфизма биотитовых и гранат-биотитовых парагнейсов", хотя развитие сходных пород на северо-западе Шпицбергена отнесено им за счет "более поздних палеозойских процессов" (там же, стр. 84, 85).

По мнению В.Б. Харланда, часть метаморфических пород восточного побережья Северо-Восточной Земли, в частности амфиболиты мыса Изис являются возможными аналогами нижних амфиболитсодержащих серии Нижней Гекла-Хук Западного Шпицбергена (Harland, Wallis, Gayer, 1966). А.А. Красильщиков также считает, что часть ксенолитов "метаморфического комплекса" происходит, возможно, из нижних горизонтов Гекла-Хук, но отрицает возможность однозначной идентификации пород на современном уровне знаний.

Западный Шпицберген. Доверхнерифейский комплекс в наиболее полных и хорошо исследованных разрезах п-ова Нью-Фрисланд включает целиком Нижнюю Гекла-Хук или надгруппу Стубендорфбрен английской шкалы и, кроме того, нижнюю карбонатную пачку Средней Гекла-Хук, или надгруппы Лумфьорд (Harland, Wilson, 1956; Harland, Wallis, Gayer, 1966). Большая часть разреза представлена метаморфизованными породами. Степень их метаморфизма различна; она возрастает сверху вниз по разрезу, но значительно и неравномерно колеблется на всех стратиграфических уровнях. Изограды метаморфизма располагаются несогласно по отношению к стратиграфическим границам (Baily, 1957; Wallis, 1969; и др.).

Местная шкала этих толщ разработана уже сейчас с большой степенью детальности. Нижняя Гекла-Хук делится на три "группы" или подсерии: Финландвагген, Хакербрен и Планетафьелла. В составе каждой выделено большое число более дробных картируемых подразделений. Группа Финландвагген (более 2500 м) представлена биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными и гранат-слюдяными серыми и розовыми парагнейсами, темными гранат-амфиболовыми и слюдяно-гранат-амфиболовыми сланцами, темными кварцитами и светлыми мраморами.

Группа Хакербрен (4000–6000 м) сложена серыми, розовыми или светлыми мелкозернистыми двуслюдяными парагнейсами, гнейсовидными фельдшпатитами, кварцитами и слюдястыми кварцитами, темными и пятнистыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми, гранат-слюдяными и слюдяными сланцами, мраморами и слюдяными мраморами. В ней от-

мечены также пачки метаморфизованных кислых туфов и прослои "метатиллоидов" — сильно измененных конгломератов. В схеме А.А. Красильщикова (1973) обе "группы" рассматриваются как подсерии единой серии Атомфьелла, образующей кристаллический фундамент каледонид. В кровле их предполагается крупное структурное несогласие, поверхность которого завуалирована более поздними тектоническими преобразованиями.

Граница "групп" Хакербрен и Планетафьелла (или Моссель) почти всегда соответствует, по представлению А.А. Красильщикова, также скачок в метаморфизме. Однако конкретный характер указанной границы в тектонически нарушенных разрезах в его работах не освещен, а материал о составе и строении пограничных толщ отсутствует (Красильщиков, 1973). Между тем в немногочисленных районах, где наблюдается их стратиграфический контакт, свита Флен, образующая основание подсерии Планетафьелла, залегает без видимого несогласия на подстилающих толщах. Согласный контакт "групп" Хакербрен и Планетафьелла трассировался на протяжении нескольких километров по мало-мощной, но выдержанной пачке светлых мраморов от Моссельдалена на север, в направлении к Флену (Wallis, 1969).

Английские геологи отрицают наличие несогласий и на каком-либо другом стратиграфическом уровне внутри Нижней Гекла-Хук, подчеркивая, что в нижней части разреза не найдено ни четких перерывов, ни срезанных интрузивных тел, ни каких-либо иных признаков литологического или минералогического характера, которые позволяли бы заподозрить наличие фундамента (Harland, Wallis, Gayer, 1966).

Группа Планетафьелла метаморфизована преимущественно в гранат-биотитовой фации на севере и юге Нью-Фрисленда и в хлорит-биотитовой — в центральном секторе полуострова (Baily, 1957). Серия подразделяется на две свиты, или формации: Флен и Вильдадален.

Свита Флен (1500 м) сохраняет значительное сходство с подстилающими толщами, от которых отличается отсутствием амфиболитов. Она представлена крупнозернистыми, часто гнейсовидными "фельдшпатитовыми псаммитами", с которыми чередуются гранат-сланцевые, чаще всего гранат-биотитовые сланцы. Feldшпатитовые псаммиты, крайне типичные для свиты Флен, нередко описывались как очковые гнейсы: для них характерно присутствие крупных зерен калиевого полевого шпата, реже — плагиоклазов, неравномерно разбросанных в кварц-мусковит-плагиоклаз-биотитовом цементе. Генезис этих пород не вполне ясен: его считали осадочным, вулканогенным и даже интрузивным (Wallis, 1969).

Свита Вильдадален состоит из четырех толщ (снизу вверх):

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Толща полосчатых мраморов, доломитовых мраморов и аркозовых кварцитов с пачками гранат-биотитовых сланцев | 450—800 |
| 2. Толща гнейсовидных полосчатых гранат-биотитовых и двуслюдяных кварц-плагиоклазовых сланцев и микрокварцитов. | 500—700 |
| 3. Толща чередования мраморов и аркозовых кварцитов. | 400 |
| 4. Мощная толща сланцев, внизу грубых гнейсовидных биотит-мусковит-кварцевых, выше — тонкозернистых серицит-хлорит-кварцевых с редкими пачками доломитов. | 1500 |

В сланцевых толщах присутствуют отдельные пачки "фельдшпатитовых псаммитов" того же типа, что и в свите Флен. Сохраняя с ней известное сходство, свита Вильдадален отчасти приближается по облику к Средней Гекла-Хук, особенно в разрезах, где породы ее наименее изменены. В породах свиты, и в частности в ее верхней толще, отмечено постепенное, но отчетливое уменьшение степени метаморфизма снизу вверх по разрезу (Baily, 1957).

Известняки Кортбрена. Темные, иногда оолитовидные известняки и светлые доломиты с прослоями темных кварцито-песчаников и глинистых сланцев. Окислами железа породы нередко окрашены в ржаво-бурые тона. Оолитовидные

разности известняков содержат микрофолиты *Vesicularites* Reitl. среднерифейского облика. Мощность известняков колеблется в очень широких пределах — от первых метров до 350 м.

Контакт известняков Кортбрен со свитой Вильдадален согласный. Являясь границей крупнейших подразделений английской шкалы — Нижней и Средней Гекла-Хук, он был предметом специальных исследований (Wilson, 1958; и др.). Верхняя граница известняков Кортбрен, будучи всего лишь границей двух толщ одной формации названной схемы, изучена менее подробно; кроме того, она обычно плохо обнажена. Крайне невыдержанная мощность известняков и частая приуроченность ожелезненных и обожженных пород к их контакту с вышележащими грубообломочными толщами заставляют предполагать наличие размыва и стратиграфического несогласия на этой границе в разрезах Нью-Фрисланда (рис. 3). На Северо-Восточной Земле несогласие в основании верхнерифейского комплекса установлено картированием (Flood, Gee, Hjelle, 1969).

Верхний рифей и нижний палеозой

Верхнему рифею в его широком смысле, или тимурию (Раабен, 1971) отвечают на Северо-Восточной Земле серия Мурчисон-бей и серия Готия, а на Нью-Фрисланде и Земле Улафа — надгруппа Лум-фьорд и группа Полярисбрен. Палеозой представлен в первом регионе свитой Кап-Спарре, а во втором — "группой" Ослобрен.

В строении разрезов Северо-Восточной Земли и сопредельных районов Западного Шпицбергена обнаруживается поразительное сходство. Исторически сложилось, что для каждого из островов была создана особая стратиграфическая схема. На Западном Шпицбергене она разработана с большей детальностью, поэтому разрез может показаться на первый взгляд построенным более сложно, чем на Северо-Восточной Земле. Если в составе надгруппы Лум-фьорд выделяется сейчас 30 подразделений низшего ранга (Harland, Wallis, Gayer, 1966), то в серии Мурчисон-бей, почти точно совпадающей с ней по объему, их выделяется не более десяти (Красильщиков, 1973; Kulling, 1934; Flood, Gee, Hjelle, 1969). Основу шкалы Нью-Фрисланда составляют 14 толщ, первоначально выделенных в составе Средней Гекла-Хук (Harland, Wilson, 1956), а позднее расчлененных еще более подробно и сведенных в восемь формаций (Harland, Wallis, Gayer, 1966; см. таблицу), которые примерно равновелики наименьшим традиционным подразделениям серии Мурчисон-бей. Границы последних часто совпадают не с условно принятыми границами формаций надгруппы Лум-фьорд, а с границами подчиненных, более мелких единиц английской шкалы. Унификация литостратиграфических схем обоих островов сталкивается главным образом с терминологическими трудностями. Сейчас для обоих островов легко могут быть выделены общие интервалы¹.

Северо-Восточная Земля. I. Нижнюю часть серии Мурчисон-бей образует "группа" Франклинсундет в составе "свит" Персберг, Вестманбукта и Кап-лорд (Flood, Gee, Hjelle, 1969). Толщи этой части разреза ранее ошибочно считались аналогами более высоких его горизонтов.

Свита Персберг (видимая мощность 300–400 м): внизу светлые кварциты, иногда с базальным конгломератом; в верхней части — мелкозернистые темные кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов.

Свита Вестманбукта (600–650 м) — пестрые, зеленые и красно-бурые аргиллиты и алевролиты.

¹ Ниже они обозначены одинаковыми римскими цифрами, что дает возможность избежать введения новых названий и изменения объема уже существующих подразделений.

Свита Кап-лорд (900–1000 м) – пестрые и темные плитчатые аргиллиты, мелкозернистые кварцито-песчаники с прослоями доломитов; в верхней части – мощные пачки темных известняков с микрофитолиитами *Osagia kingbrenensis* Zabr., *Radiosus aculeatus* Z. Zhur., *R. decipiens* Zabr., *R. pachyrradiatus* Zabr. (Раабен, Заброян, 1969).

II. Свита Флора (1200 м).

Первая (нижняя) пачка – светлые, розовые и желтоватые кварцитовидные песчаники с пачками красно-бурых алевролитов и аргиллитов.

Вторая пачка – темные зеленовато-серые и бурые алевролиты.

Третья пачка – розовые и красные массивные кварцитовидные песчаники.

Четвертая пачка – темно-бурые, черные и зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники.

Пятая пачка – белые, желтоватые и бледно-розовые кварцитовидные песчаники.

III. Свита Норвик (250–350 м) – мелкозернистые темные кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты с карбонатным цементом, аргиллиты; редкие микрофитолииты: *Radiosus* sp. и *Asterosphaeroides* sp.

Свита Раудступ (250–300 м) – частое чередование красно-бурых и зеленовато-серых известковистых алевролитов и аргиллитов.

IV. Свита Селлод (200–300 м) – плитчатые алевролитовые известняки и доломиты серых и зеленоватых тонов.

Свита Хуннберг (нижняя толща) – темные плитчатые известняки и доломитизированные известняки с микрофитолиитами *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. raabena* Zabr., *Osagia maculata* Zabr., *Osagia pullata* Zabr., *Asterosphaeroides rumi-natus* Zabr. Видимая мощность толщи около 200 м, основание не обнажено.

V. Свита Хуннберг (верхняя толща) – серые известняки и доломиты со строматолитами *Gymnosolen ramasayi* Steinm., *Inseria djedjimi* Roab., *Conophyton miloradoviči* Roab., *Alter-nella hyperboreica* Roab., *Tungussia golovanovi* Roab. Видимая мощность около 100 м.

Полная мощность свиты Хуннберг оценивается различными исследователями по-разному – от 250 до 600 м. Максимальная видимая мощность, замеренная в едином разрезе, составляет 335 м (Flood, Gee, Iljelle, 1969).

VI. Свита Рюссе (около 800 м) – темные и светлые доломиты и доломитизированные известняки, большей частью массивные с микрофитолиитами *Vesicularites lobatus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Radiosus polaris* Zabr. и строматолитами *Poludia russa* Raab. В верхней части – пачка черных плитчатых доломитов с пластом светлых известняков, нацело сложенных строматолитами *Voxonia gracilis* Korol.

VII. Свита Бакаберг (250 м), выделенная А.А. Красильщиковым из состава свиты Рюссе О. Куллинга, представлена темно-серыми, тонкоплитчатыми алевролитовыми доломитами, глинисто-карбонатными алевролитами, аргиллитами. В кровле – пласт светлых массивных доломитов с микрофитолиитами *Vesicularites bothry-dioformis* Reittl., *V. concretus* Z. Zhur., *Radiosus polaris* Zabr., *Volvatella* sp.

VIII. Свита Свеанор (130 м) – тиллиты, серые алевролиты и аргиллиты.

IX. Свита Клакбергбухта (286 м), выделенная А.А. Красильщиковым из состава свиты Свеанор О. Куллинга. В основании – желтые доломиты, выше – плитчатые доломитовые мергели, сланцеватые аргиллиты и алевролиты.

Западный Шпицберген. На п-ове Нью-Фрисланд и Земле Улафа разрез верхнего рифея начинается грубообломочной тошей кварцитов Кортбен, или нижними кварцитами Ветеранен.

I. Кварциты Кортбен (до 900 м) – розовые и серые кварциты и кварцитовидные песчаники.

Слой Галуатоппен (510 м) – пестрые, зеленые и красные филлитовидные сланцы и алевролиты, внизу с пачками черных мелкозернистых песчаников, в верхней части – с пачками розовых мергелистых доломитов, местами содержащих строматолиты *Inseria* cf. *Tjomusi* Kryl.

Известняки Богген (до 500 м) – темные доломиты и известняки, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками. Содержат комплекс микрофитоли-

тов, аналогичный тому, который представлен в верхней части свиты Кап-лорд Северо-Восточной Земли.

II. Кварциты Кавендиширигген (300 м) – красные, розовые и желтоватые кварцитовидные песчаники, в верхней части – пачка темных алевролитов.

Нижние кварциты Глазгобрен – розовые, белые и желтоватые кварцитовидные песчаники.

Нижние граувакки Глазгобрен – темные зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые полевошпатовые песчаники.

III. Верхние кварциты Глазгобрен – розовые и желтоватые массивные кварцитовидные песчаники.

Суммарная мощность трех перечисленных пачек около 700 м.

Верхние граувакки Глазгобрен (около 100 м) – темно-зеленовато-серые и черные алевролиты и мелкозернистые песчаники.

Слои Эппигген (400–450 м) – темно-зеленовато-серые алевролиты, мелкозернистые песчаники, глинисто-карбонатные сланцы с редкими прослоями известняков, содержащих строматолиты *Tungussia enpiggini* Raab. и микрофитолиты *Radiosus aculeatus* Z.Zhur., *R.limpidus* Z.Zhur., *R.elongatus* Z.Zhur., *R.pachyradiatus* Zabr., *R.lucidus* Zabr., *R.minjarius* Zabr., *Asterosphaeroides tubulosus* Zabr., *Volvatella svalbardica* Zabr.

Сланцы Фульмарбергет (60–200 м) – пестрые глинисто-алевролитовые сланцы, сверху с пачкой пестрых плитчатых мергелей.

IV. Свита Груздивбрен (600–865 м) – черные и серые плитчатые известняки и доломитизированные известняки с пачками плиточных “бамбуломестных” конгломератов в нижней части. В верхних пачках изобилуют микрофитолиты *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V.raabenaе* Zabr., *Osagia maculata* Zabr., *O.pullata* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr. и другие формы, комплекс которых аналогичен комплексу нижней толщи свиты Хуннберг.

V. Свита Сванбергфеллет (нижние доломиты и известняки; 40–190 м). Серые известняки и доломитизированные известняки со строматолитами *Gymnosolen ramseyi* Steinm., *Alternella hyperborea* Raab. и другими формами, характерными для строматолитовой толщи свиты Хуннберг Северо-Восточной Земли.

VI. Свита Сванбергфеллет (колениевые слои и верхние известняки); 55–345 м) – массивные светлые строматолитовые доломиты с невыдержанными пачками красных сланцев. В нижней части содержатся строматолиты *Minjaria* cf. *uralica* Kryl., в верхней – *Juseriahya frielandica* Raab.

Конгломерат Дракен (25–300 м) – светлые доломиты и известняки с линзами карбонатных конгломератов, пачками песчаников, гравелитов и сланцев. Содержат микрофитолиты *Vesicularites concretus* Z.Zhur., *V.lobatus* Reith. и другие формы, характерные для юдомского комплекса.

Оолит Баклундтоппен (210–375 м) – серые известняки и доломиты с *Osagia maculata* Zabr., *O.pullata* Zabr. и другими микрофитолитами в основании и с редкими постройками строматолитов *Tungussia* sp. в вышележащих слоях.

Доломит Баклундтоппен (150–300 м) – массивные светлые доломиты со строматолитами *Poludia russa* Raab., *Conophyton* sp., *Vesicularites concretus* Z.Zhur., *V.lobatus* Z.Zhur., *Radiosus polaris* Z.Zhur., *Nubecularites abustus* Z.Zhur. и другими формами юдомского комплекса.

Нижняя толща свиты Эльбобрен (до 100 м) – черные плитчатые доломиты с выдержанным пластом светлых строматолитовых известняков с *Voxonia gracilis* Korol.

VII. Верхняя толща свиты Эльбобрен (200 м) – темно-серые плитчатые известковистые алевролиты. В кровле – пласт массивных доломитов с микрофитолитами *Vesicularites lobatus* Z.Zhur., *V.concretus* Z.Zhur., *Nubecularites abustus* Z.Zhur., *Radiosus polaris* Zabr.

VIII. Свита Уилсонбрен (100–180 м) – тиллиты.

IX. Свита Драйхойзен (200–250 м) – доломиты, мергели, глинистые сланцы с *Vesicularites lobatus* Z.Zhur., *Nubecularites abustus* Z.Zhur.

Северо-Восточная Земля. В основании залегает свита Кап-Спарре – кварцевые песчаники, выше песчанистые доломиты. Мощность этой толщи по данным А.А. Красильщикова 200 м, норвежские геологи приводят цифру 1150 м для одноименной свиты, в которую они включают и слои, отвечающие свите Клакберг бухта (Flood, Gee, Hjelte, 1969).

Западный Шпицберген. "Группа" Ослобрен (до 2000 м). Внизу белые кварцевые и зеленые кварц-глауконитовые песчаники, выше песчанистые известняки и доломиты. Возраст в интервале от нижнего кембрия до ордовика.

Сравнительный анализ приведенных разрезов показывает, что ни в распределении осадков, ни в соотношении мощностей разреза в целом или отдельных его частей не обнаруживается признаков существования устойчивой положительной структуры на востоке, где видимая мощность серии Гекла-Хук измеряется сейчас огромной цифрой – 15–16 тыс. м. И здесь, и на Нью-Фрисланде устанавливается единая последовательность как крупных серий, так и толщ, слагающих эти серии. Единственная особенность разреза Северо-Восточной Земли – мощное развитие средних и кислых вулканогенных пород в нижней части – не вяжется с представлением о расположенном непосредственно восточнее выступе древнего платформенного фундамента. При отсутствии однозначной интерпретации генезиса гнейсовидных фельдшпатитовых псаммитов серии Хакербрен и Планетафьелла, этому отличию, вероятно, не следует придавать слишком большого значения.

Мощность серии Ботния на Северо-Восточной Земле достигает 6–8 тыс. м, что несколько превышает мощность подсерии Планетафьелла, или Моссель, с которой ее обычно сопоставляет (Harland, Wallis, Gayer, 1966; Красильщиков, 1973; и др.). По мнению В.Б. Харланда (Harland, 1966) вулканиты Кап-Ханстен могут оказаться аналогами как свиты Флен, так отчасти и "группы" Хакербрен Нью-Фрисланда.

Последовательность разреза и мощности верхних, существенно осадочных толщ серии Ботния и свиты Вильдадален в общих чертах сходны. Детальное сопоставление доверхнерифейской части разреза пока невозможно.

Суммарная мощность верхнего рифея в обоих районах примерно 8 тыс. м (Красильщиков, 1973). Поэтому несколько неожидан вывод автора цитированной работы о том, что разрезы Северо-Восточной Земли и Нью-Фрисланда, "при общем сходстве, заметно отличаются и мощностью и внутренним строением отдельных стратиграфических подразделений, причем все изменения происходят в узкой зоне, приуроченной к проливу Хинлопен" (Harland, 1966, стр. 89, 90). Это позволяет автору настаивать на контролирующей роли Хинлопенского разлома в рифейском осадконакоплении и на гетерогенности фундамента "Хинлопенского прогиба", но не совпадает с фактическими данными, приведенными в той же работе. Противоречиво также утверждение, что мощность "нижней терригенной формации" – соответственно нижних подсерий серии Мурчисон-Бей и Лум-Фьорд – возрастает с востока на запад от 2600 до 4250 м. Суммируя мощности подразделений, можно видеть, что первая сумма в действительности составит 3250–3620 м, а вторая 3400–3800 м. Это не позволяет серьезно говорить о возрастании мощности в западном направлении, тем более, что для базальной свиты Персберг Северо-Восточной Земли в расчет принимается неполная (видимая) мощность, а для Нью-Фрисланда в расчетную сумму включаются известняки Кортбрен.

На корреляционной схеме А.А. Красильщикова (1973) мощности нижних подсерий обоих регионов показаны примерно равными, сокращение дано только для верхней части разреза – карбонатных толщ Академикербрен и их аналогов; од-

нако и это не отражает реально картины их распределения. Усредненные мощности для этого интервала разреза на Нью-Фрисланде и Земле Улафа действительно выше, чем в районе Мурчисон-бей; однако мощность карбонатных толщ в этом районе Западного Шпицбергена резко убывает с юга на север (К.Б. Уилсон). В разрезе Клуфталена, и в расположенном почти на одной широте разреза залива Мурчисон они составляют соответственно 1235 и 1230 м. При этом расчете намеренно взяты для Северо-Восточной Земли минимальные цифры А.А. Краси́льщикова (1973), а не более высокие, полученные при геологических съемках (Flood, Gee, Hjelle, 1969). Изолинии равных мощностей для этой части разреза имели бы широтное или даже восток-северо-восточное направление, т.е. располагались бы примерно перпендикулярно зоне пролива Хинлопен, с его гипотетическим древним разломом, якобы контролирующим рифейское осадконакопление.

Отложения верхнего рифея от их основания до подошвы тиллитсодержащих толщ образуют очень крупный цикл осадконакопления. В разрезах Западного Шпицбергена и Северо-Восточной Земли отчетливо обнаруживается его двучленное строение. Каждый из подциклов начинается грубообломочными толщами — главным образом светлыми кварцитовидными песчаниками, по мощности отвечающими не менее чем четверти каждого подцикла. Выше они уступают место темноцветным толщам алевритового или глинисто-алевритового состава, затем пестроцветным аргиллитам и алевролитам, и далее пестрыми мергелями или глинистыми доломитами. Каждый подцикл заканчивается существенно карбонатными толщами серых окрасок. Нижние части обоих подциклов обнаруживают почти полное сходство, хотя сходным членам каждого ряда присущи некоторые частные особенности. Карбонатные толщи достигают полного развития только в верхнем подцикле, где мощность их превышает 1000 м, и где они богаты строматолитами и микрофитолитами. В нижнем подцикле карбонатные толщи маломощны, содержат значительный процент терригенных пород, строматолитовые фации здесь не характерны.

В строении комплекса ледниковых отложений серии Полярисбрен Западного Шпицбергена и серии Готия Северо-Восточной Земли нет сколько-нибудь существенных отличий. Мощность тиллитов свиты Уилсонбрен Нью-Фрисланда варьирует от 100 до 240 м, а ее аналоги в районе Мурчисон-бей — тиллиты Свеанор — имеют мощность 130 м. Палеозойская часть серии Гекла-Хук также не претерпевает существенных формационных изменений на рассмотренной территории (Красильщиков, 1973). Мощности кембрия близки; более высокие интервалы разреза палеозоя на Северо-Восточной Земле обнажены неполно.

Анализ мощностей и состава надсерии Гекла-Хук в пределах всего восточного сектора архипелага Шпицбергена не дает оснований считать Северо-Восточную Землю краем древнего платформенного сооружения. Представление о различии в стиле складчатых структур Западного Шпицбергена и Северо-Восточной Земли было опровергнуто исследованиями А.А. Краси́льщикова. В.Н. Соколов (1965) критически рассмотрел и те данные о строении позднепалеозойского — мезозойского чехла, которые приводились в обоснование древности фундамента эпикаледонской платформы восточной части архипелага, и убедительно показал их несостоятельность.

Сейчас не остается буквально никаких данных, позволяющих утверждать, что Северо-Восточная Земля в продолжении докембрия и раннего палеозоя развивалась иначе, чем Нью-Фрисланд и другие прилежащие районы Западного Шпицбергена и не входила в состав каледонид. К этому выводу пришли многие прежние сторонники гипотетической Барендии. Так, В.Б. Харланд (Harland, 1966) указывает, что многие карты изображают шельф Баренцова моря частью древней архейской платформы и что в то время, когда считалось, что на северо-востоке Шпицбергена выходят на поверхность архейские породы, можно было рассматривать каледониды как краевое сооружение, наращивающее западный

край более древнего щита, простирающегося от Северо-Восточной Земли и Земли Франца-Иосифа к Фенноскандии. Однако по последним данным Шпицберген целиком относится к каледонидам, и нет никаких данных о том, где находится предел их распространения.

Легенда о Баренции сохранила однако и до сих пор часть своего обаяния. В значительно трансформированном виде она развивается, например, А.А. Красильщиковым, который предполагает, что в области Баренцова шельфа существовала обширная дорифейская "протоплатформа", впоследствии переработанная наложенными на нее каледонидами. Формирование гетерогенного фундамента этой "протоплатформы" завершилось, по его мнению, одновременно с формированием Восточно-Европейской платформы, т.е. 1700–1900 млн. лет назад, и метаморфические комплексы Шпицбергена в тектоническом отношении являются аналогами карелид и свекофеннид Балтийского щита, кристаллического фундамента Гренландии и верхней части льюисского комплекса Британских островов. Реликты древней протоплатформы сохранились не только в виде древних щитов и массивов, но и в фундаменте байкальских и каледонских геосинклиналей, в виде срединных массивов. Область акватории Баренцова моря к северо-западу от Баренцовой зоны каледонид представляла собой в каледонское время Баренцовский срединный массив, часть которого можно наблюдать на востоке Северо-Восточной Земли и прилегающих островах, в области наиболее древнего блока фундамента Шпицбергена – Северо-Восточного выступа. С запада срединный массив ограничен меридиональной зоной Шпицбергенских каледонид, в пределах которой выходы дорифейского фундамента, более молодого чем на Северо-Восточной Земле, показаны на западе Нью-Фрисланда, юго-западе и северо-западе Шпицбергена (Красильщиков, 1973).

Гипотеза о Баренцовском срединном массиве, занявшем место одноименной древней платформы, опирается на прежние представления о строении Северо-Восточной Земли, отличном от строения остальной части Шпицбергена. Представления эти не подтвердились фактическим материалом и в части, касающейся доверхнерифейского комплекса, базируются лишь на предположениях, а в части верхнего рифея и палеозоя – просто на ошибочных сопоставлениях.

Вопрос о том, лежит ли в основании каледонид Шпицбергена переработанный кристаллический фундамент, сейчас не может быть решен однозначно. В.Б. Харланд справедливо заметил, что было бы трудно различить такой фундамент под мощной геосинклиналью, низы разреза которой интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Очевидно дальнейшие геофизические исследования прольют свет на характер земной коры, скрытой под геосинклинальными осадками (Harland, Wallis, Gayer, 1966).

Четкая поверхность раздела между предполагаемым фундаментом и вышележащими толщами не устанавливается, и в разрезах отсутствуют признаки существования каких-либо формаций, могущих отвечать реликтам древнего платформенного чехла. В то же время многогеосинклинальный характер формаций верхнего рифея и нижнего палеозоя Шпицбергена позволяет предполагать близость той области, в которой образовались эти формации, к какому-то континентальному массиву. Все имеющиеся данные противоречат представлению о континенте, расположенном на востоке – о древней Баренции. Давно замеченное сходство разрезов Гекла-Хук Шпицбергена с предкаледонским комплексом Восточной Гренландии заставляет обратить пристальное внимание на гипотезы (Harland, 1966; и др.), согласно которым область современного Шпицбергена в позднем докембрии и раннем палеозое располагалась близ северо-восточного края Гренландии и лишь значительно позднее заняла место на северо-западной оконечности шельфа Баренцова моря.

- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Госгеолтехиздат, 1941.
- Голованов Н.П., Раабен М.Е. Аналоги верхнего рифея на архипелаге Шпицберген. – Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 5.
- Клитин К.А. О тектонике Шпицбергена. – Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Красильщиков А.А. Схема стратиграфии докембрия – нижнего палеозоя архипелага Шпицберген. – Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 5.
- Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – нижнего палеозоя Шпицбергена. – Труды НИИГА, т. 172. Л., "Недра", 1973.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической школы. Автореф. докт. дисс. М., 1971.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. К биостратиграфической характеристике верхнего рифея Арктики. – Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3.
- Соколов В.И. Геологический очерк архипелага Шпицберген. – В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., изд. НИИГА, 1965.
- Штилле Г. Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Bayly M.B. The Lower Hecla Hoek rocks of Ny-Friesland, Spitsbergen. – Geol. Mag., v. 94, N 5, 1957.
- Flood B., Gee D.G., Hjelle A. Geology of Nordaustlandet, northern and central parts. – Skr. Norske polarinst., 1969.
- Frebold H. Geologie von Spitsbergen, der Bäreninsel, des König Karl und Franz-Josef-Landes. – Geol. Erde, Berlin, 1935.
- Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B., Miller J.A., Spall H.R., Wallis R.H., Winsnes T.S. Radiometric age determination on rocks from Spitsbergen. Skr. Norske polarinst., N 137, 1966.
- Harland W.B. A hypothesis of continental drift tested against the history of Greenland and Spitsbergen. – Cambridge Res., N 1, 1966.
- Harland W.B., Wallis R.H., Gayer R.A. A revision of the Lower Hecla Hoek succession in Central North Spitsbergen and correlation elsewhere. – Geol. Mag., v. 105, N 1, 1966.
- Harland W.B., Wilson C.B. The Hecla Hoek succession in Ny-Friesland, Spitsbergen. – Geol. Mag., v. 98, N 4, 1956.
- Kulling O. The Hecla Hoek formation round Hinlopenstretet. – Geogr. ann., N 16, 1934.
- Orvin A.K. Outline of the geological history of Spitsbergen. – Skr. Svalb. og Ishavet., N 78, 1940.
- Sandford K.S. The geology of North-East Land (Spitsbergen). – Quart. J. Geol. Soc. London, v. 82, 1926.
- Wallis R.H. The Peanetafjella Group of the Lower Hecla Hoek of Ny-Friesland, Spitsbergen. – Arbok, Norske polarinst., 1969.
- Wilson C.B. The Lower Middle Hecla Hoek Rocks of Ny-Friesland, Spitsbergen. – Geol. Mag., v. 95, N 4, 1958.
- Winsness T.S. The Precambrian of Spitsbergen and Bjornoya. The Geological systems. The Precambrian, v. 2, 1965.

Определение возраста платформ. Журавлев В.С., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Определение возраста платформ должно основываться на замыкании структур геосинклинального класса и появлении структур платформенного класса. Установление платформенного режима только по началу формирования платформенного чехла может приводить к существенным ошибкам: из состава платформенного класса структур будут искусственно изыматься длительно формирующиеся и нередко достигающие огромных размеров покрытия.

Библ. 12 наим.

УДК 551.247 (574.1)

Вероятный возраст фундамента Прикаспийской впадины и объем структурных этажей ее осадочного чехла. Журавлев В.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Анализ геолого-географического материала позволяет в пределах Прикаспийской впадины выделить области с карельским и рифейским возрастом фундамента. Последняя располагается на востоке и юго-востоке впадины.

В составе осадочного чехла впадины выделяется четыре структурных этажа. Первый этаж образован отложениями рифея (возможно и венда), развит на западе впадины и по времени синхронен геосинклинальным формациям, составляющим фундамент восточной ее части. Второй этаж охватывает отложения от девона до верхов триаса, включая соленосные образования нижней перми. Третий этаж включает породы от юры до палеогена включительно. К четвертому этажу относятся отложения неогена и четвертичной системы. Отмечается скользящий характер границ структурных этажей. Проводится сравнение с соответствующими структурными этапами в Польско-Германской впадине и делается вывод о тождественности и определенной последовательности развития этих впадин.

Библ. 17 наим.

УДК 551.24

Прикаспийский массив. Журавлев В.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Дана глубинная характеристика Прикаспийской впадины, в пределах которой глубина залегания платформенного чехла превышает 18 км. В области таких больших погружений слой земной коры с физическими свойствами "гранитов" исчезает, отложения платформенного чехла залегают непосредственно на породах с физическими свойствами "базальтов". Океанический тип строения земной коры несомненно вторичен и возник в результате глубокой переработки "гранитного" слоя, который претерпел здесь гранулитовую стадию метаморфизма.

Библ. 24 наим.

УДК 551.243.1 (571.1)

Ориентировка разломов кристаллического фундамента Прикаспийской впадины. Журавлев В.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Критически рассматриваются взгляды ряда исследователей относительно существования разломов кристаллического фундамента субмеридионального направления. Приводятся данные, в том числе и материалы сейсморазведки, отрицающие наличие этих нарушений. По мнению автора несомненно существование разломов восток-северо-восточного направления, которые определяли характер накопления отложений палеозоя и интенсивность структур в докунгурских породах.

Библ. 15 наим.

Сравнительная тектоника Прикаспийской и Предобруджинской впадин Восточно-Европейской платформы. Журавлев В.С., Бутковский Ю.М. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Сравнивается современная структура и история геологического развития северного борта Прикаспийской и Предобруджинской впадин, расположенных на юго-восточном и юго-западном краях Восточно-Европейской платформы. Впадины идентичны по строению и характеру формирования. Они имеют докембрийское, возможно позднепротерозойское, кристаллическое основание, сочленяются по разломам с поднятыми частями древней платформы и погруженными герцинскими складчатыми сооружениями, обладают сходными как формационным, так и возрастным характером пород платформенного чехла, структурными этапами и обликом локальных структур – соляных куполов, брахиантиклинальных поднятий, мульды и др.

Илл. 1. Библ. 14 наим.

УДК 551.24

Особенности строения межгрядовых депрессий южной погруженной части Актюбинского Приуралья и восточного борта Прикаспийской впадины, Журавлев В.С., Иогансон Л.И., Эвентов Я.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

В пределах восточного борта Прикаспийской впадины и Актюбинского Приуралья развиты межгрядовые (в отличие от межкупольных) депрессии, разделяющие протяженные соляные гряды. Верхнепермско-мезозойские отложения, выполняющие эти депрессии, имеют сложную специфическую структуру. По характеру дислоцированности межгрядовые депрессии подразделяются на два типа: с развитыми в их пределах межгрядовыми валами и с протяженными структурами примыкания и компенсационными прогибами. Межгрядовые валы развиты в относительно широких депрессиях. Протяженные структуры примыкания повсеместно приурочены к крутым западным крыльям соляных структур; компенсационные прогибы, напротив, развиты у восточных, более пологих склонов соляных гряд.

Илл. 2.

УДК 551.243:551(736+761):551(981+982)(574.1)

Анализ данных о конседиментационном развитии локальных структур, созданных соляной тектоникой на востоке Прикаспийской впадины, Вайнблат А.Б., Журавлев В.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

При анализе взаимосвязанных систем структур соляной купол – сопряженная компенсационная мульда – обращенное межкупольное поднятие – удается установить, что их развитие на востоке Прикаспийской впадины не было одновременным. Об этом свидетельствуют различия мощностей синхронных частей разреза верхнепермских отложений на одностыльных и разных структурах.

При тщательной корреляции разрезов скважин даже для этих весьма слабо развивавшихся в мезозое структур удается установить фашиальные изменения отдельных свит и последовательное изменение мощностей отдельных пачек, выделяющихся в составе отложений нижнего триаса. Эти изменения свидетельствуют о конседиментационном развитии структур, созданных соляной тектоникой, и несомненно должны быть учтены при поисковых работах на нефть и газ.

Илл. 2. Библ. 9 наим.

УДК 551.24.7 (574.1)

Компенсационные синклинали и мульды оседания восточной части Прикаспийской впадины, Журавлев В.С., Ромашев А.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Дается характеристика проявлений вторичной соляной тектоники и структурных форм, образованных ею на куполах восточной части Прикаспийской впадины. При этом развитие

форм, обусловленных вторичной соляной тектоникой (шипов, гребней, синклиналий, мульд и т.п.), нередко сопровождается появлением дизъюнктивных нарушений значительной амплитуды.

Приведенные данные позволяют рассматривать явления вторичного соляного тектогенеза как закономерный этап новейшего развития локальных структур, созданных соляной тектоникой.

Илл. 3. Библ. 11 наим.

УДК 551.247 (574.1)

Нормально развитые и рудиментарные соляные купола Прикаспийской впадины. Журавлев В.С., Ромашов А.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамлений". М., "Наука", 1975 г.

На основе изучения геолого-геофизических материалов авторами существенно конкретизированы принципы выделения нормально развитых и рудиментарных куполов в Прикаспийской впадине. Соляные массивы рудиментарных куполов расположены ниже или вблизи границы раздела незеркальных и зеркальных сейсмических горизонтов — поверхности регионального несогласия в надсолевом структурном комплексе. Вершины соляных массивов нормально развитых куполов всегда располагаются выше отмеченного раздела.

Сравнительный анализ морфологии соляных массивов и надсолевых структур куполов обоих типов подтверждает непрерывно-прерывистый характер роста локальных структур, созданных соляной тектоникой.

Илл. 1. Библ. 18 наим.

УДК 551.247 (574.1)

Пространственные и глубинные соотношения структур междуречья Эмбы, Уила и Темира. Волчегурский Л.Ф., Фрейдлин А.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Анализ пространственного соотношения локальных структур, созданных соляной тектоникой в пределах междуречья Эмбы, Уила и Темира на востоке Прикаспийской впадины, показал их тесную связь со структурами фундамента и подсолевого ложа.

Предлагается при трассировании глубинных разломов, зафиксированных сейсморазведкой, а также при выявлении подсолевых поднятий использовать материалы крупномасштабного геологического картирования, дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации гравитационных аномалий.

Илл. 1. Библ. 3 наим.

УДК 551.247 (574.1)

Новые данные о строении соляных структур зоны Хобдинского регионального максимума силы тяжести в Прикаспийской впадине. Волчегурский Л.Ф. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Анализ геолого-геофизических материалов показывает существенные различия в строении западной и восточной частей территории Хобдинского максимума силы тяжести.

В пределах Уильской структурной зоны впервые установлены протяженные системы соляных структур субмеридионального простирания, которые на отдельных участках соединяются более погруженными субширотными градами. Ориентировка субмеридиональных структур определяется глубинными разломами, которые фиксируются сейсморазведкой по поверхности кристаллического фундамента и в подсолевых палеозойских образованиях.

Илл. 2. Библ. 13 наим.

УДК 551.247.1 (574.1)

Возможность расчета количественных характеристик развития соляных структур. Фрейдлин А.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Предлагаются способы определения первоначальной мощности соленосных отложений и выявления скорости и ускорения роста соляных массивов куполов в Прикаспийской впадине.

не. Эти способы основаны на анализе изменения пространственных характеристик соляных структур в процессе их развития и на установлении зависимостей между соленосными и вмещающими породами, их объемами, мощностями и площадями распространения. Приводятся примеры расчетов для соляных куполов, расположенных в пределах различных структурных зон Прикаспийской впадины.

Илл. 7. Библ. 7 наим.

УДК 551.24

О границах Актюбинского периклиналичного прогиба. Иогансон Л.И., Самодуров В.И. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Проведение детальных сейсмических работ позволило проследить распространение складчатой зоны Актюбинского периклиналичного прогиба под мезозойским чехлом и установить ее южную и западную границы. Территория Актюбинского Приуралья разделяется на северную приподнятую и южную погруженную части, которые разделяются Табантальским субширотным сбросовым нарушением.

Илл. 1. Библ. 13 наим.

УДК 551.247 (574.1)

Генетические типы соляных куполов и нефтегазоносность. Кожевников И.И. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Созданная В.С. Журавлевым классификация соляных куполов является генетической и, несмотря на свою простоту, включает всевозможные разновидности положительных структур, созданных соляной тектоникой. Эта классификация определяет для каждого типа куполов свой набор типов ловушек для нефти и газа и соответственно ту или иную степень их продуктивности. Рассматриваются купола полного однофазового формирования соляного массива, полного и неполного двухфазового формирования. Структуры трехфазового формирования развиты во впадине Голф Коста. Наиболее перспективны для поисков месторождений нефти и газа структуры с островерхой вершиной соляного массива, развитые в Эмбенском районе. На междуречье Урала и Волги фаза формирования островерхих вершин только началась, но не завершилась из-за отсутствия следующего регионального погружения.

Библ. 8 наим.

УДК 551.247 (574.1)

Структурная зональность соляных куполов Прикаспийской впадины. Кузьмин Ю.Я., Магретова М.Д. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Путем установления основных черт сходства соляных куполов и закономерностей их пространственного размещения удалось выделить структурные зоны соляных куполов по приблизительно одинаковой глубине залегания соляных массивов, по сходству надсолевых структур, близкой истории развития куполов и их закономерного расположения. В статье рассматриваются восемь структурных зон.

Илл. 3. Библ. 8 наим.

УДК 551.24

Новейшая тектоника Центрального Прикаспия и методы ее изучения. Журавлев В.С., Свиточ А.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Основные геолого-геоморфологические черты центра Прикаспийской впадины предполагают широкое использование при неотектоническом анализе геоморфологических методов, изучение мощностей и литологических фаций, отложений, сейсмических исследований и повторные нивелировки.

Поэтапно рассматриваются развитие новейшей структуры Центрального Прикаспия, степень совпадения ее с древними структурными планами. Отмечается уменьшение признаков унаследования по мере удревления возраста структур.

По степени новейшей активности среди локальных структур (куполов, мульд) выделяются неактивные и слабоактивные, активные, весьма активные, устанавливается изменение активности куполов и мульд в новейшее время. Наиболее активные купола располагаются на участках наибольшего погружения докунгурского ложа впадины.

Илл. 3. Библ. 21 наим.

УДК 551.762.3 (574.1)

Особенности развития верхнеюрских отложений в восточной части Прикаспийской впадины. Журавлев В.С., Демидов В.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Авторы, детально изучив все данные по стратиграфии верхнеюрских отложений в восточной части Прикаспийской впадины, подробно рассматривают особенности развития этих отложений. Им доказано наличие отложений келловеев, оксфорда и кимериджа в Хобдинской зоне и внутренних районах Прикаспийской впадины. На основе изучения кернового материала структурно-картировочных скважин установлено широкое развитие келловейских, оксфордских и кимериджских пород в пределах восточной части Прикаспийской впадины и ее центральных районах, что имеет большое значение при картировании солянокупольных структур.

Библ. 4 наим.

УДК 551.24

Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Журавлев В.С., Голов А.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Прикаспийская впадина принадлежит к особой категории региональных отрицательных платформенных структур и является экзогональной (краеугольной) впадиной Европейской платформы. Для нее характерны аномально резкое погружение фундамента, появление в ее внутренних районах окон "базальтового" слоя, существенное его утонение и значительный подъем верхней мантии. В соответствии с весьма большим погружением фундамента мощность платформенного чехла в Прикаспийской впадине аномально велика.

Несомненно, что недра такой глубочайшей платформенной депрессии содержат крупные нефтяные и газовые месторождения.

Библ. 19 наим.

УДК 551.24

Структурные предпосылки для образования зон нефтегазонакопления в подсолевых отложениях юго-востока Прикаспийской впадины. Авров В.П. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Проведено тектоническое районирование подсолевых отложений юго-востока Прикаспийской впадины. На основе анализа новых геолого-геофизических материалов и данных бурения рассмотрены палеотектонические особенности формирования современной структуры подсолевых образований, выделены крупные структурные элементы, с которыми могут быть связаны региональные зоны нефтегазонакопления.

Илл. 1. Библ. 16 наим.

УДК 551.24 (470): 550.83

Проблемы тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы. Гафаров Р.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Анализ данных глубокого бурения, региональных геофизических исследований и определений радиометрического возраста пород свидетельствует, что фундамент Восточно-Ев-

ропейской платформы весьма гетерогенен по составу и строению и сложен свекофенно-ка-
рельскими складчатыми системами, соединяющими архейские массивы. Древние структу-
ры платформенного чехла (рифейские авлакогены) обнаруживают унаследованность от вну-
треннего строения и возраста фундамента.

Установление основных черт строения фундамента Восточно-Европейской платформы –
наиболее хорошо изученного тектонотипа древних платформ – имеет методическое значе-
ние для решения проблем сравнительной тектоники.

Библ. 32 наим.

УДК 551.24

Структурная этажность чехла центра Восточно-Европейской платформы. Остров-
ский М.И. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М.,
"Наука", 1975 г.

Вопросам структурной этажности чехла древних платформ в отличие от геосинклиналь-
ных областей до сих пор не уделялось должного внимания. Новый фактический материал
о тектоническом и формационном строении центральных районов Восточно-Европейской
платформы позволяет обосновать отнесение разновозрастных комплексов к структурным
единицам различного ранга. В таксономическом ряду структурных подразделений чехла
выделены и охарактеризованы: надэтажи (рифейский и эприфейский или вендско-фанеро-
зойский), этажи (нижне-, средне- и верхнерифейский в нижнем, среднекембрийско-нижне-
девонский, девонско-нижнетриасовый, мезозойско-кайнозойский – в верхнем надэтажах),
подэтажи (по три в каждом из этажей эприфейского надэтажа).

Библ. 5 наим.

УДК 551.247 (476.2)

Связь соляных поднятий с разломами подсолевого ложа. Гарецкий Р.Г., Кони-
шев В.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Нау-
ка", 1975 г.

На материалах ряда солянокупольных областей рассмотрены особенности соотношения
соляных и подсолевых структур и сделан вывод о широко распространенной связи соля-
ных поднятий с разломами подсолевого ложа. В процессе развития разломов в соленос-
ных толщах на участках приразломных зон снижается горное давление, что приводит к
пластическому течению соли в приразломные зоны. Формирование соляных структур мо-
жет начаться до отложения более плотных, чем соль, надсолевых пород еще во время на-
копления соленосной формации. Гравитационный фактор играет значительную роль на бо-
лее поздних этапах развития соляных поднятий и является решающим при формировании
соляных поднятий второй генерации.

Илл. 2. Библ. 40 наим.

УДК 551.243.8+553.981/982

Глубинные разломы и закономерности размещения месторождений нефти и газа в пре-
делах древних платформ. Демидов В.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платфор-
мы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

На основе анализа комплексных геолого-геофизических и геохимических данных уста-
новлена большая роль глубинных разломов в вертикальной миграции углеводородов, что
подтверждается конкретными данными по юго-востоку Восточно-Европейской платформы
и Восточно-Сибирской платформе. Вдоль глубинных разломов развиты валы, где форми-
руются крупные месторождения нефти и газа. Нефтяные и газовые месторождения в этих
зонах характеризуются большим стратиграфическим диапазоном нефтегазоносности.

Илл. 1. Библ. 13 наим.

Предуральский краевой прогиб в ограничении Европейской платформы. Журавлев В.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Среди тектонических ограничений платформы различаются активные, пассивные и орогенные. В позднепалеозойское, отчасти в мезозойское, время активным было, в частности, восточное ограничение Европейской платформы, вдоль которого по границе со складчатыми сооружениями Урала почти на всем протяжении протягивалась система компенсационных опусканий – впадин Предуральского краевого прогиба. Лишь на крайнем севере и юге Предуральский краевой прогиб замещается Северным и Южным периклинальными прогибами Уральской складчатой системы, лежащими целиком на геосинклинальном основании. Изучение структуры и истории формирования Предуральского краевого прогиба важно не только в научном, но и практическом отношении, так как он является регионально нефтегазоносной структурой.

Илл. 1. Библ. 24 наим.

УДК 551.240 (571.53)

Проблема байкальской складчатости. Клитин К.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Байкальская складчатость проявилась на значительных территориях юга Сибири и севера Европы. Под ее влиянием на Енисейском кряже, Восточном Саяне и частично в Байкальской складчатой области сформировалась гранито-гнейсовая кора. Байкальская складчатость прошла в предвендское, в отдельных участках в верхнерифейское время. Судя по данным абсолютного возраста, в северной части Енисейского кряжа накопление пород орогенного комплекса продолжалось в интервале 800–600 млн. лет.

Байкальскую складчатость необходимо отделять от раннекаледонской (или салаирской), которая имела место в кембрийское время. Подчеркивается, что ранее при выделении байкальской складчатости Н.С. Шатский использовал те же факты и наблюдения, которые и ныне кладутся в основу при анализе проявлений байкальской складчатости в пределах юга Сибири.

Библ. 15 наим.

УДК 551.24

Устюртский массив. Журавлев В.С. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Южно-Эмбенская полоса складчатого палеозоя рассматривается в качестве сквозного авлакогена. Территория Северного Устюрта отнесена к массиву, скорее всего имеющему байкальский возраст консолидации.

Библ. 40 наим.

УДК 551.24

Тектоническая интерпретация палеозойских комплексов пород платформенной области Средней Азии. Шлезингер А.Е. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Породы среднего и верхнего палеозоя на значительных территориях Туранской плиты входят в состав чехла. Последний подстилается фундаментом ранней (чаще всего, по-видимому, байкальской) консолидации. Сопряжение средне-позднепалеозойского фундамента и разновозрастных образований чехла на территории плит молодых платформ обычно происходит по системам крупных глубинных разломов и поэтому имеет резкий характер.

Библ. 5 наим.

Тектонические покровы в восточной части Мугоджар. Костик Г.А., Сегадия Р.А. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Установлено существование серии полого залегающих тектонических покровов в западной части Казахского Урала (на западном склоне Орь-Илекской возвышенности, в Самарской зоне). В Мугоджарах покровных структур известно не было. В 1972 г. покровные структуры были выявлены в Мугоджарах. Наиболее отчетливо они выражены в пределах Старо-Карабутацкого грабена. Толща кремнистых пород лландоверийского яруса нижнего силура интенсивно смята и надвинута в западном направлении на терригенную бала-талдыкскую свиту верхнего девона - нижнего Карбона.

Породы бала-талдыкской свиты совместно с залегающими на них остатками покрова нижнесилурийских кремнистых сланцев в свою очередь смяты в складки и надвинуты на известняки башкирского яруса среднего карбона.

Таким образом, покровные структуры развиты не только во фронтальной части древней эвгеосинклинали Урала, но и в ее тыловой части.

Илл. 2. Библ. 9 наим.

УДК 551.24 (471.0)

Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Гецен В.Г. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

На основании новых данных кратко рассматривается история геологического развития полуострова Канин и Северного Тимана. Приводится геологическая карта рассматриваемой территории и геологические разрезы.

Илл. 1. Библ. 9 наим.

УДК 551.24

Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. Пучков В.Н. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

На основе значительно уточненной стратиграфии описан вертикальный формационный ряд Лемвинской палеозойской структурно-формационной зоны Полярного Урала. Прослежены аналоги этой зоны на Урале и в герцинских складчатых областях Северной Америки. Показано, что зоны лемвинского типа располагались по периферии некоторых палеозойских континентов - в пределах континентальных склонов и их подножий.

Илл. 1. Библ. 24 наим.

УДК 551.24

Особенности тектоники и нефтегазоносности Гифхорнской зоны Североморской впадины. Журавлев В.С., Голов А.А., Кирюхин Л.Г., Строганов В.П. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Развернувшиеся в Северном море сейсморазведочные и буровые работы показали, что охваченная соляной тектоникой территория Польской низменности является лишь южной периферией обширной Североморской впадины.

Данные геологии и геофизики позволяют наметить ряд районов или зон с интенсивным проявлением соляной тектоники. Одной из таких зон, расположенных на континенте и наиболее хорошо изученных, является Гифхорнская структурная зона, на территории которой выявлено около 20 месторождений. Залежи нефти в основном приурочены к береговой зоне. Газовые шапки небольших размеров имеются лишь в пределах единичных структур.

Илл. 2. Библ. 15 наим.

Закономерности размещения месторождений газа в нижнепермских отложениях Средней Европы. Буш В.А., Зиновьев А.А., Иванов Ю.А., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Рассматриваются литолого-фациальные особенности, закономерности распределения мощностей и тектоническое строение нижнепермских отложений Средней Европы. Их газоносность обусловлена наличием мощной сульфатно-соленосной покрышки цехштейна, приуроченностью месторождений газа к зоне развития преимущественно терригенных пород аллювиального и, частично, эолового происхождения. Анализ пространственного размещения месторождений газа в нижнепермских отложениях дает основание считать, что они в основном приурочены к поднятиям позднепалеозойского заложения, унаследованно развившимся в последующие геологические эпохи. Основным источником углеводородов являются породы верхнего карбона.

Илл. 1. Библ. 10 наим.

УДК 551.24

Гипотеза о Баренции в свете современных данных. Журавлев В.С., Раабен М.Е. Сб.: "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления". М., "Наука", 1975 г.

Гипотеза о Баренцовском срединном массиве не получает подтверждения с позиций современного фактического материала. Вопрос о том, лежит ли в основании каледонид Шпицбергена переработанный кристаллический фундамент, в настоящее время не может быть решен однозначно. Область современного Шпицбергена располагалась вблизи северо-восточного края Гренландии и лишь значительно позднее заняло место на северо-западной окраинности шельфа Баренцова моря.

Илл. 3. Библ. 22 наим.

СОДЕРЖАНИЕ

Творческий путь Всеволода Сергеевича Журавлева	3
Журавлев В.С., Шлезингер А.Е., Яншин А.И. Определение возраста платформ	6
Журавлев В.С. Вероятный возраст фундамента Прикаспийской впадины и объем структурных этажей ее осадочного чехла.	9
Журавлев В.С. Прикаспийский массив	16
Журавлев В.С. Ориентировка разломов кристаллического фундамента Прикаспийской впадины	20
Журавлев В.С., Бутковский Ю.М. Сравнительная тектоника Прикаспийской и Преддобруджинской впадин Восточно-Европейской платформы	27
Журавлев В.С., Иогансон Л.И., Эвентов Я.С. Особенности строения междурядовых депрессий южной погруженной части Актыбинского Приуралья и восточного борта Прикаспийской впадины	40
Вайнблат А.Б., Журавлев В.С. Анализ данных о конседиментационном развитии локальных структур, созданных соляной тектоникой на востоке Прикаспийской впадины	47
Журавлев В.С., Ромашов А.А. Компенсационные синклинали и мулдьы оседания восточной части Прикаспийской впадины.	52
Журавлев В.С., Ромашов А.А. Нормально развитые и рудиментарные соляные купола Прикаспийской впадины	59
Волчегурский Л.Ф., Фрейдлин А.А. Пространственные и глубинные соотношения структур междуречья Эмбы, Уила и Темира	65
Волчегурский Л.Ф. Новые данные о строении соляных структур зоны Хобдинского регионального максимума силы тяжести в Прикаспийской впадине	69
Фрейдлин А.А. Возможность расчета количественных характеристик развития соляных структур	76
Иогансон Л.И., Самодуров В.И. О границах Актыбинского периклинального прогиба	85
Кожевников И.И. Генетические типы соляных куполов и нефтегазоносность	90
Кузьмин Ю.Я., Магретова М.Д. Структурная зональность соляных куполов Прикаспийской впадины	93
Журавлев В.С., Свиточ А.А. Новейшая тектоника Центрального Прикаспия и методы ее изучения	101
Журавлев В.С., Демидов В.А. Особенности развития верхнеюрских отложений в восточной части Прикаспийской впадины	112
Журавлев В.С., Голов А.А. Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины (в сравнении с другими впадинами Европейской платформы)	117
Авров В.П. Структурные предпосылки для образования зон нефтегазо-накопления в подсолевых отложениях юго-востока Прикаспийской впадины	126
Гафаров Р.А. Проблемы тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы	136
Островский М.И. Структурная этажность чехла центра Восточно-Европейской платформы	145
Гарецкий Р.Г., Конишев В.С. Связь соляных поднятий с разломами подсолевого ложа	151
Демидов В.А. Глубинные разломы и закономерности размещения месторождений нефти и газа в пределах древних платформ	161

Журавлев В.С. Предуральский краевой прогиб в ограничении Европейской платформы	165
Клитин К.А. Проблема байкальской складчатости	173
Журавлев В.С. Устьуртский массив	178
Шлезингер А.Е. Тектоническая интерпретация палеозойских комплексов пород платформенной области Средней Азии	182
Костик Г.А., Сегедин Р.А. Тектонические покровы в восточной части Мугоджар	185
Гецен В.Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана	190
Пучков В.Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи	196
Журавлев В.С., Голов А.А., Кирюхин Л.Г., Строганов В.П. Особенности тектоники и нефтегазоносности Гифхорнской зоны Североморской впадины	203
Буш В.А., Зиновьев А.А., Иванов Ю.А., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г. Закономерности размещения месторождений газа в нижнепермских отложениях Средней Европы	209
Журавлев В.С., Раабен М.Е. Гипотеза о Баренции в свете современных данных	216

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Утверждено к печати Межведомственным тектоническим комитетом

Редактор Колошина Т.В. Редактор издательства Мишина Р.Л. Художник С.А.Смирнова. Художественный редактор А.Н.Жданов. Технический редактор В.И.Дьяконова

Подписано к печати 26/III -75. Т - 03097. Усл.печ.л. 21+0,2вкл. Уч.-изд.л. 22,7
 Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1721
 Цена 2р.27к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-82, Подосенский пер., 21
 1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12