

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
ОБЪЕДИНЕНИЕ «УЗБЕКГЕОФИЗИКА»

**Т. Л. Бабаджанов, Н. Я. Кунин,
В. И. Лук-Зильберман**

**СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
СРЕДНЕЙ АЗИИ
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

ТАШКЕНТ
ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
1986

УДК 553.98:550.83.(575)

Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Лук-Зильберман В. И.
Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. Ташкент: Фан, 1986, 190 с.

В монографии даются современные представления о тектоническом и нефтегеологическом районировании Средней Азии. На основе новейших данных рассматривается гипотеза об их рифтовой природе. Решается проблема выделения структурных этажей, оцениваются перспективы нефтегазоносности. Установлены основные закономерности глубинного строения впадин Средней Азии и дано направление дальнейших исследований.

Для научных сотрудников и производственников, преподавателей вузов и студентов, геофизиков и геологов.

Ил.— 44, табл.— 3, библи.— 106 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР *В. В. Белоусов*

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук *А. Е. Шлезингер*,
кандидат геолого-минералогических наук *Х. Иногамов*

ВВЕДЕНИЕ

В изучении нефтегазоносности Средней Азии отчетливо проявляется тенденция, обычная для всех нефтегазоносных бассейнов: последовательное вовлечение в освоение все более глубокопогруженных и стратиграфически более древних горизонтов. В довоенные годы нефтегазоносность Средней Азии связывалась прежде всего с кайнозойскими отложениями, из которых проводилась промышленная добыча в Юго-Западной Туркмении и в Ферганской впадине.

Открытия газовых и нефтяных месторождений в меловых отложениях Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции в 50-х годах ознаменовали выявление нефтегазоносности юрско-мелового платформенного чехла Туранской плиты. Дальнейшее развитие поисков привело к формированию нефтегазодобывающих центров в Юго-Западном Узбекистане и Восточной Туркмении, на полуостровах Мангышлак и Бузачи, к выявлению отдельных месторождений на Устюрте, в Центральной Туркмении, в Афгано-Таджикской впадине.

Исследования нефтегазоносности платформенного чехла Туранской плиты в 60—70-х годах проводились интенсивно и позволили выявить многие десятки нефтяных и газовых месторождений, обеспечивших создание в Средней Азии второго (после Западной Сибири) общесоюзного центра газодобычи. Важное практическое, научное и методическое значение имело открытие в 70-х годах газовых месторождений в рифогенных ловушках подсолевых верхнеюрских отложений в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции и в начале 80-х годов — Даулегабад-Донмезского газового месторождения в песчаниках готерива в крупнейшей неантиклинальной ловушке на моноклинали северного склона Бадхыз-Карабильского поднятия (Восточная Туркмения).

К началу 80-х годов во многих нефтегазодобывающих районах Средней Азии был исчерпан фонд неглубоко залегающих (до 3,0—4,0 км) крупных антиклинальных ловушек, и значительную актуальность приобрела проблема выбора новых направлений поисков. Наиболее перспективны два пути: 1) разработка методики выявления нетрадиционных ловушек, не контролируемых сводами антиклинальных поднятий; 2) выявление антиклинальных поднятий в более глубоких горизонтах, ранее не изученных.

В настоящей работе внимание концентрируется на втором направлении поисков месторождений нефти и газа, что, однако, не связано с недооценкой первого, которое заслуживает самостоятельного рассмотрения и частично будет обсуждаться далее.

Изучение нефтегазоносности глубокопогруженных комплексов требует решения ряда сложных научно-технических проблем.

Прежде всего, необходимо определить тот естественный предел, при достижении которого горные породы теряют пористость и проницаемость до такой степени, что не могут служить вмещителем нефтяных и газовых месторождений. В обычных термобарических условиях этот предел (по пористости 5—6% для газа, 9—11 для нефти) боль-

шинство горных пород проходит под влиянием компрессионного уплотнения при достижении глубин 4,5—5,5 км. Однако, как показали исследования последних лет, в условиях аномально высоких пластовых давлений (АВПД), широко развитых на больших глубинах, особенно под региональными покрывками, горные породы сохраняют благоприятные коллекторские свойства на глубине до 5 км и более. Установлены и другие факторы (благоприятные фациальные условия, развитие процессов трещиноватости, вторичного выщелачивания) сохранения благоприятных коллекторских свойств на больших глубинах.

Традиционным является представление о нецелесообразности поисков месторождений нефти и газа в фундаменте, породы которого в результате регионального и дислоцированного метаморфизма утратили коллекторские свойства. Здесь под влиянием высоких температур произошла массовая деструкция молекул жидких углеводородов, где нет условий для миграции и формирования месторождений. Авторы, приверженцы учения о нефти И. М. Губкина, считают, что поверхность фундамента в основном является нижним пределом глубин, представляющих интерес для поисков нефти и газа. Однако отдельные выступы фундамента под влиянием экзогенных процессов геологического прошлого могли обрести вполне удовлетворительные коллекторские свойства и в благоприятных условиях представляют определенный интерес для поисков.

Если такая оценка роли фундамента в нефтегазопроисловительном процессе не вызывает особой полемики, то иное положение сложилось с выделением поверхности фундамента. В открытых горных районах Средней Азии поверхность фундамента обычно отождествляется с поверхностью палеозойских (доюрских) комплексов, которыми сложены горные сооружения. При проведении геолого-разведочных исследований на склонах горных сооружений и в межгорных впадинах эти представления вначале не вызывали возражений.

Иная ситуация сложилась при изучении нефтегазоносности Туранской плиты. Широко распространено представление, что эта плита — тектонотип молодых плит с палеозойским фундаментом и юрско-кайнозойским осадочным платформенным чехлом. Если юрско-кайнозойский комплекс Туранской плиты изучен хорошо, особенности его тектонического режима и отнесение к платформенному чехлу не вызывают особых разногласий, то строение доюрских отложений Туранской плиты и особенности ее развития на доюрских этапах геологической истории продолжают оставаться предметом дискуссий.

В начале 60-х годов все доюрские отложения Туранской плиты рассматривались в качестве ее фундамента. Перспективы нефтегазоносности доюрских комплексов обсуждались только среди общих вопросов перспектив нефтегазоносности фундамента и складчатых палеозойских комплексов, естественное продолжение которых видели в обрамляющих Туранскую плиту горных сооружениях. Поэтому при обсуждении перспектив нефтегазоносности Туранской плиты большое внимание уделялось битумоносности и различным признакам нефтегазоносности, обнаруженным при изучении обнажений в горных сооружениях.

В конце 50-х — начале 60-х годов в различных районах Туранской плиты были начаты региональные геофизические исследования и бурение глубоких скважин; на большей части территории были завершены площадные магнитные и гравитационные съемки. Интерпретировался этот материал в рамках традиционных тектонических представлений о герцинском (палеозойском) фундаменте, включавшем все доюрские комплексы, и юрско-кайнозойском осадочном чехле. Максимум накопленной к этому времени информации приведен в монографии И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого, А. Е. Шлезингера и В. И. Шрайбмана «Тектоника Туранской плиты» (22), а также в многочисленных статьях этих авторов совместно с А. Л. Яншиным, опубликованных в

60-х — начале 70-х гг. В этих работах перспективы нефтегазоносности доюрских отложений оценивались невысоко и ограничивались немногочисленными зонами развития так называемых «орогенных формаций» на «каледонидах».

Поток информации, в первую очередь результатов региональных сейсмических профилей КМПВ, полученный в 60-е годы, свидетельствовал о том, что на обширных пространствах закрытых районов Туранской плиты поверхность сложнодислоцированных и прорванных интрузиями комплексов, с которыми связана специфическая интерференционная продольная преломленная волна, характеризующая границу с изменчивой в диапазоне 5,5—7,0 км/с граничной скоростью, располагается значительно глубже подошвы юрских отложений. Это принципиально новое положение требовало новых взглядов на тектонику Туранской плиты и породило начало дискуссии, которая продолжается в настоящее время.

При оценке значимости новой геофизической информации наметилось несколько направлений.

1. Часть исследователей полагали, что не следует переоценивать значение этих данных, что, возможно, преломляющие геофизические границы характеризуют некоторые неструктурные поверхности типа фронтов метаморфизма; что между юрой и фундаментом лишь спорадически развиты малоперспективные в нефтегазоносном отношении комплексы; что фундамент Туранской плиты остается герцинским (палеозойским) с отдельными массивами каледонид. При некоторых частных различиях такие взгляды развивали многие исследователи: А. Г. Бабаев, Г. Е. Дикенштейн, Н. А. Крылов, А. И. Летавин, С. Е. Чекабаев, Б. Б. Таль-Вирский и др. (28, 51, 63, 89, 91).

2. Иные мнения высказывали Н. А. Калинин, А. А. Бакиров, М. Ф. Мирчинк, В. А. Бененсон, В. С. Князев, А. М. Акрамходжаев, авторы данной работы и др. (3, 8, 10, 44, 50, 66, 67), которые признали, что на значительной части Туранской плиты между складчато-метаморфическим комплексом фундамента преимущественно допалеозойской консолидации и юрско-кайнозойским платформенным чехлом сформирован специфический промежуточный структурный этаж, включающий отложения от нижнепалеозойских до нижнеюрских. С этими доюрскими комплексами связывались значительные перспективы нефтегазоносности. Наиболее обоснован этот подход в монографии Н. Я. Кунина (54).

В публикациях А. Л. Яншина, Р. Г. Гарецкого, А. Е. Шлезингера и др. в начале 80-х годов принимается, что более 70% Туранской плиты сложено глыбами докембрия, а доюрские комплексы обычно именуется доплитным чехлом, что при различной терминологии свидетельствует о значительном сближении тектонических представлений. Широкое участие в строении фундамента Туранской плиты глыб докембрия обосновывается стратиграфическими и тектоническими исследованиями В. Г. Королева, В. В. Киселева, М. А. Ахмеджанова, Р. Н. Абдуллаева, О. М. Борисова, И. А. Фузайлова и др. (37).

Таким образом, изучение нефтегазоносности глубокопогруженных комплексов Средней Азии должно концентрироваться на трех проблемах: 1) выделение зон глубокозалегающего юрско-кайнозойского платформенного чехла, в которых в силу различных геологических причин можно рассчитывать на сохранение достаточно хороших коллекторских свойств; 2) выделение выступов фундамента, представляющих интерес для нефтегазописковых работ; 3) определение перспектив нефтегазоносности доюрских надфундаментных комплексов промежуточного структурного этажа (ПСЭ). В общерегиональном плане самое важное значение имеет третья проблема, в отдельных зонах — первая и вторая.

В своих исследованиях авторы монографии опираются, в первую очередь, на геофизические данные, которые при изучении глубоко-

погруженных комплексов обеспечивают получение опережающей информации. Геофизические исследования выполнялись на территории Средней Азии в комплексе с геологической съемкой и глубоким бурением. В проведении геолого-геофизических исследований можно выделить три этапа.

Первый этап (до 60-х годов) можно считать этапом региональных гравитационных и магнитных съемок, сейсмопрофилирования кайнозойских и меловых отложений и бурения отдельных опорных скважин глубиной до 3 км, главным образом, по обрамлению плиты и на отдельных выступах. Второй этап (60-е годы) можно считать этапом регионального сейсмопрофилирования КМПВ и ГСЗ, освещения площадными сейсмическими съемками МОВ строения верхней части юрских и меловых отложений, бурения параметрических скважин глубиной до 4 км во многих впадинах. Третий этап (70-е годы и начало 80-х) — площадных съемок ОГТ, освещающих строение юрских и доюрских комплексов; проведения сравнительно больших объемов поискового и параметрического бурения на ряде площадей для освещения нефтегазоносности доюрских отложений. Обобщение геолого-геофизических материалов этого этапа, их синтез требует переработки и осмысливания огромного объема разнородной информации. Настоящая работа — один из первых шагов в этом направлении. Опираясь на геофизические данные, авторы стремились в своей работе в возможно большей степени учесть доступную им геологическую и геохимическую информацию, обеспечив тем самым геонимическую обоснованность своих выводов. Авторы сконцентрировали свое внимание на территории Туранской плиты и примыкающих к ней на юге и юго-востоке орогенных областях. Рассматриваемый регион охватывает республики Средней Азии и прилегающую часть Казахской ССР. В отдельных построениях, посвященных общим вопросам, затрагиваются смежные геологические зоны.

Необходимо отметить несколько существенных моментов, имеющих важное значение для композиции монографии и понимания подхода авторов к рассматриваемой проблеме.

1. К началу 80-х годов резко увеличился объем фактического материала о строении и нефтегазоносности доюрских отложений. Помимо упомянутых материалов сейсморазведки ОГТ, проведенной в разных регионах с освещением строения разреза до 5—6 км, в больших объемах выполнено параметрическое и поисковое бурение на доюрские отложения, особенно на Южном Мангышлаке, Северо-Западном и Восточном Устюрте, в Чу-Сарысуйской впадине.

2. В освещении геофизическими съемками территории Туранской плиты исчезают последние «белые пятна», ранее не изучавшиеся из-за труднодоступности, выполнены региональные и поисковые съемки ОГТ в Араломорской впадине и на сорах Устюрта, начаты исследования ОГТ и бурение в Южно-Тургайской впадине. Значительно хуже изучены межгорные впадины юга и юго-востока Средней Азии. Поэтому различные области рассматриваемого региона отличаются не только по специфике геологического строения, но и по особенностям изученности.

3. В итоге длительных исследований геологическими предприятиями и академическими институтами получены достаточно детальные данные о строении земной коры региона. Выяснение взаимосвязи строения структур земной коры и приповерхностных геологических структур — одна из самых важных и актуальных задач наук о Земле, которой авторы стремились уделить внимание.

4. В последние 10—15 лет широкое развитие получили новые теоретические геологические подходы, в первую очередь при изучении структур Средней Азии дискутируются вопросы о масштабах и времени проявления рифтогенеза, о роли шарьяжей и океанической

земной коры в формировании современного структурного облика региона. Авторы при формулировании своих выводов пытались посылить-но участвовать в обсуждении этих вопросов.

5. Нынешний этап развития сейсмических исследований привел к быстрому развитию сейсмической стратиграфии. Хотя на рассматриваемой территории материалы соответствующего уровня еще немногочисленны, авторы стремились сформировать региональные палео-географические представления по сейсмическим данным, рассматривая их как элементы внедрения сеймостратиграфии.

6. Наблюдаемый в последнее время прогресс в методике получения и обработки сейморазведочной информации позволяет получать принципиально новые геологические результаты. Поскольку авторам не чужды методические вопросы сейморазведки, они их рассматривали в тех случаях, когда это было необходимо для пояснения полученных ими геологических результатов.

7. При изложении глубинного строения межгорных впадин юго-востока Средней Азии учтен широкий диапазон степени их изученности. Последовательность и полнота описания впадин дается по этому критерию, а не по перспективам нефтегазоносности.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ И НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

СХЕМЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Как известно, районирование — типичная классификационная процедура, состоящая в разделении той или иной территории, акватории региона на отдельные районы со специфическими чертами строения или развития. Трудности районирования связаны с информационной обеспеченностью и выбором значимых признаков. При достаточной информационной обеспеченности и использовании ограниченного числа непротиворечащих друг другу, количественно ранжируемых признаков, районирование выполняется однозначно и не вызывает особых трудностей.

Для территории Средней Азии хорошо изучена интенсивность неотектонических вертикальных движений, измеряемая суммарными вертикальными перемещениями доолигоценовой поверхности в олигоцен-четвертичное время. При районировании по этому признаку обычно выделяют в рассматриваемом регионе обширную равнинную и мелкосопочную область Туранской плиты, отличающуюся незначительной величиной (обычно в пределах ± 200 м) неотектонических дислокаций, эпиплатформенную орогеническую область и эпигеосинклинальную альпийскую орогеническую область.

Две последние области характеризуются примерно равновеликими амплитудами неотектонических дислокаций (\pm тысячи метров) и только по этому признаку разделены быть не могут. Их разграничение выполнено по иному признаку, по доолигоценовой предыстории развития, по принадлежности на этом этапе геологической истории к платформенной или геосинклинальной области.

Разделение рассматриваемого нами региона на три указанные области — одна из наиболее распространенных схем ее современного районирования, которую поддерживают большинство исследователей.

В рамках этой схемы районирования относительно дискуссионными являются вопросы разграничения платформы и эпиплатформенной орогенической области. Все исследователи к последней относят горные сооружения Тянь-Шаня, Памира и разделяющие их межгорные впадины: Иссыккульскую, Восточно-Чуйскую, Нарынскую, Ферганскую, Алайскую, Афгано-Таджикскую и некоторые более мелкие. Исследователи Казахстана обычно включают в эту область хребты Джунгарского Алатау, Чингиз-Тарбогатая, Алтайско-Зайсанской складчатой области и прилегающие впадины: Илийскую (Джаркентскую), Алакольскую, Зайсанскую. Спорным является отнесение к эпиплатформенному орогену Чу-Илийских гор, хребта Каратау, поднятий Центральных Кызылкумов вместе с сопряженными с ними неотектоническими впадинами Балхашской, Сузакской, Арысской, Келесской, Ергашкудукской и более мелких. Наиболее часто эти сооружения относят к некоторой переходной области, а границу между эпиплатформенной орогенической областью с Туранской плитой при мелкомасштабном районировании проводят по линии г. г. Бухара — Ташкент — Чимкент — Джамбул — Алма-Ата. Такое районирование принято нами в настоящей работе.

Для территории Средней Азии подробно изучено поведение кровли меловых отложений. Указанная граница обычно хорошо маркируется по появлению в низах палеогена (бухарские слои) и в датском ярусе специфических горизонтов известняков, доломитов, гипсов, ангидритов или терригенных и мергелистых пород, не идентичных в разных зонах. К этим слоям приурочен опорный отражающий горизонт, отличающийся четкой стратиграфической выдержанностью в пределах отдельных впадин.

Рассматриваемая маркирующая поверхность отображает сумму колебательных движений кайнозоя и на первых этапах изучения платформенного чехла Туранской плиты (22, 26, 29, 34) использовалась как основа его структурного районирования.

Однако общее затухание интенсивности дизъюнктивных и пликативных дислокаций в платформенном чехле вверх по разрезу обусловило ограниченную пригодность поверхности меловых отложений для районирования платформенного чехла Туранской плиты и особенно для картирования локальных антиклинальных структур. В связи с тем, что нефтегазоносны в платформенном чехле главным образом меловые и юрские комплексы, уже на первых этапах их изучения большое внимание уделялось картированию подошвы неокома, кровли юрских отложений или поверхности хомогенных толщ юры. Указанные границы неоднотипно выделялись в разных зонах, однако для большей части Туранской плиты к концу 60-х годов были составлены мелкомасштабные структурные карты и схемы по кровле юрских — подошве меловых отложений (89, 90, 92 и др.), которые вполне удовлетворительно отображали тектонический облик основных нефтегазоносных комплексов.

По особенностям строения осадочного юрско-кайнозойского чехла в пределах Туранской плиты выделяются следующие впадины (с севера на юг и с запада на восток): 1) Южно-Тургайская, 2) Северо-Устюртско-Аральская, 3) Восточно-Аральская впадина (которую нередко объединяют с Аральской или Среднесырдарьинской), 4) Чу-Сарысуйская, 5) Среднесырдарьинская, 6) Амударьинская и 7) Южно-Мангышлакско-Северо-Туркменская система прогибов. При анализе платформенной тектоники нередко в состав впадин Туранской плиты включают Ферганскую и Афгано-Таджикскую впадины, а также Предкопетдагский прогиб.

Районирование платформенного чехла Туранской плиты с выделением помимо впадин также положительных и нейтральных структурных элементов равного ранга однотипно производят практически все исследователи. Наиболее популярны схемы такого районирования, разработанные К. Н. Кравченко, В. Н. Семовым и др. (85, 89, 92).

Необходимо отметить, что внутреннее строение всех выделяемых впадин неоднородно. При детальном изучении выясняется, что впадины разделяются на отдельные плоскодонные ванны и котловины или относительно вытянутые крутобортные или слабовыраженные прогибы, площадные размеры которых варьируют в пределах 3—25 тыс. км². Эти отрицательные структуры разделены пологими перемычками, либо ограничены выразительными внутривпадинными поднятиями, как правило не связанными с обрамляющими впадины положительными структурами равного ранга. Границы последних со впадинами частично имеют линейный разломно-флексурный характер, но в направлении впадин продолжают поперечные структурные носы с погружающимися и ундулирующими в плане шарнирами. Бортовые зоны впадин часто осложнены одной или несколькими ступенями, разделенными разломами и флексурами, по которым отложения последовательно погружаются от бортов к центриклиналям. Эти переходные (нейтральные) структуры обычно включаются в состав впадин или изредка выделяются в качестве соизмеримых с ними тектонических элементов.

При выполнении тектонического районирования Туранской плиты не ограничиваются учетом особенностей строения юрско-кайнозойского осадочного чехла, а в качестве основы такого районирования используют рельеф поверхности фундамента или рельеф поверхности промежуточного структурного этажа (подошвы осадочного чехла) и оценку возраста консолидации фундамента. В связи с этим прежде чем выснить особенности тектонического районирования Туранской плиты целесообразно ответить с учетом современных представлений геологической теории и современного уровня информации на следующие вопросы. 1. Правомерно ли выделение молодых платформ? 2. По каким критериям выделяется Туранская плита как единая структура и где необходимо проводить границы этой плиты? 3. Каковы критерии обособления фундамента и промежуточного структурного этажа?

О правомерности выделения молодых платформ. При выполнении тектонического районирования континентов на всех материках уверенно выделяются крупные изометричные равнинные области, кратоны, древние платформы, отличающиеся высоким стоянием фундамента и относительно маломощным осадочным чехлом (12, 68, 95, 103). Как свидетельствуют геофизические исследования, все кратоны имеют мощную магмаметаморфическую земную кору, мощность которой при исключении слоя осадков 35—50 км (10, 53 и др.).

Аномалии силы тяжести на кратонах имеют нормальный близнулевой уровень и не коррелируются с поведением рельефа фундамента, обнаруживая некоторую взаимосвязь с его структурно-вещественными неоднородностями. Верхняя часть, земной коры под осадками на кратонах характеризуется преобладающими значениями граничной скорости 5,6—6,4 км/с, которые свойственны типоморфному «гранитному» слою, в состав которого помимо магматических пород от гранитов до диоритов входят метаморфические образования, главным образом, гнейсы. Кратоны имеют обычно четкие разломные ограничения или сопровождаются зонами крутых перикратонных погружений фундамента. Для Индийского и южной части Атлантического океанов характерно непосредственное сочленение кратонов с областями тонкой океанической земной коры.

Наряду с кратонами на материках выделяются альпийские складчатые орогенные пояса, а в Евразии широко развиты эпиплатформенные орогенные пояса. Они отличаются несколько утолщенной земной корой (40—70 км), глубокими прогибами в рельефе верхней мантии под горными сооружениями (корни гор), специфическими пониженными аномалиями силы тяжести, хорошо коррелирующимися с приповерхностными геологическими структурами. Верхняя часть магмаметаморфической земной коры в альпийских орогенных поясах имеет аномально низкие скорости продольных волн — от 5,0 до 6,0 км/с, а в эпиплатформенных орогенах — 5,4—6,3 км/с, отображая слабый региональный метаморфизм верхов земной коры в этих регионах, обычно не превышающий метаморфизм зеленосланцевой фации. Эти области отчетливо отображены в современном рельефе в виде горных цепей и разделяющих их овальных или линейных впадин.

Обширные равнинные пространства континентов и мелкосопочные холмисто-гористые области за пределами кратонов и современных орогенов в 30-х годах Н. С. Шатский назвал «молодыми платформами», а Г. Штилле — «квазикратонами» (102). Предполагалось, в соответствии с господствовавшими в этот период тектоническими концепциями о естественном и закономерном переходе во времени от геосинклинального режима (через орогенез и пенепленизацию) к платформенному, что эти области прошли геосинклинальный этап развития в течение палеозоя. Представления о молодых платформах как областях палеозойской складчатости развивались А. А. Богдановым, В. Г. Васильевым, Р. Г. Гарецким, Ю. А. Косыгиным, М. Ф. Мир-

чинком, М. В. Муратовым, Б. А. Петрушевским, А. Л. Яншиным и др. (15, 20, 26, 27, 35, 40, 48, 65, 67, 69, 77, 84, 85, 87).

Понятие о молодых платформах не стало, однако, общепринятым. Ю. М. Шейнман (98) предложил для обозначения этих специфических тектонических сооружений наименование «области завершенной складчатости», а группа тектонистов ВСЕГЕИ, возглавляемая Т. Н. Спизарским, именует внекратонные области мезозой-кайнозойских прогибаний койлогенными областями, полагая неприемлемым использование термина «молодая платформа» в силу более высокой подвижности ее по сравнению с типичными древними платформами.

Понятия о молодых платформах в 60—70-х годах поддерживали Ю. А. Косыгин (49), В. Е. Хаин, К. Б. Боголепов (16) и многие другие исследователи. Однако дискуссия о правомочности выделения молодых платформ, несмотря на широкое распространение этого понятия, еще не завершена. Геофизические и геологические материалы, полученные в 70-х годах, внесли новые элементы в эту дискуссию.

В настоящее время стало очевидным, что на значительной части (до 80—90%) территории молодых плит фундамент представлен образованиями, не претерпевшими в палеозое геосинклинального развития. Напомним, что А. Л. Яншин в объяснительной записке к тектонической карте Евразии (106) обосновал целесообразность отнесения областей байкальской складчатости к древним платформам. Следовательно, если большая часть фундамента молодых плит сформирована в докембрии и не претерпела в палеозое геосинклинального развития и складчатости, то такие тектонические образования нельзя именовать областями завершенной палеозойской складчатости, а понятие «молодая платформа» требует, по меньшей мере, существенных уточнений.

В составе фундамента молодых плит участвуют зоны, стабилизация фундамента которых растянута в геологическом времени и варьирует от 600—900 до 150 млн. лет, т. е. одни участки имеют возраст консолидации в 4—6 раз меньший, чем другие. Очевидно, что столь гетерогенные образования нелегко объединять в единый геологический феномен — фундамент молодой платформы. При столь разном возрасте стабилизации фундамента формирование чехла молодых плит, как правило, начинается не ранее середины перми и не позже юры. Таким образом, образование каждой молодой плиты как единого тектонического тела может определиться и датироваться главным образом по времени формирования платформенного чехла и установления стабилизированного платформенного режима с господством эпейрогенных тектонических движений.

Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что на молодых плитах фундамент погружен более глубоко, чем на типичных древних платформах, кратонах. Свойственные депоцентрам прогибаний молодых плит глубины погружений фундамента (10—20 км) не наблюдаются на древних платформах, что свидетельствует о важной специфике развития молодых плит.

В составе фундамента молодых плит относительно широко представлены районы, характеризующиеся высокими значениями граничных скоростей продольных волн (6,5—7,0 км/с). Здесь развита земная кора преимущественно основного и ультраосновного (мафического) состава. Хотя по значениям граничных скоростей такие районы однотипны с океаническим фундаментом, мощность магмаметаморфической земной коры (без осадков) на участках мафического фундамента молодых плит в 4—6 раз выше, чем мощность океанического фундамента (III океанический слой). Области мафического фундамента молодых плит закономерно характеризуются наибольшими и устойчивыми погружениями его поверхности и, как правило, перекрыты допалеозойскими или палеозойско-триасовыми толщами.

На большей части территории молодых плит между поверхностью разновозрастного фундамента и подошвой платформенного чехла раз-

виты мощные комплексы промежуточного структурного этажа, в состав которого входят морские терригенные и дельтовые, карбонатные и хемогенные, а также в небольшой мере моласоидные формации, датируемые в разных районах от венда — рифея — до ранней юры. Объем и мощности ПСЭ на молодых плитах превосходят соответствующие параметры осадочного чехла. По масштабам развития ПСЭ молодые плиты существенно отличаются от плит древних платформ, где ПСЭ развит спорадически и значительных мощностей достигает лишь в зонах перикратонных погружений.

Мощности магматоморфической земной коры молодых плит значительно меньше, чем на кратонах и в орогенных областях, и обычно характеризуются значениями 20—35 км, обнаруживая тенденцию к сокращению от периферии к осевым частям отдельных впадин и молодых плит в целом. По мощностям земной коры молодые плиты не располагаются в предполагаемом естественном ряду: кратоны — молодые плиты — альпиды, а формируют некоторую обособленную группу тектонических сооружений. Для молодых плит характерны высокий уровень корреляции магнитных и гравитационных аномалий со структурами рельефа поверхности фундамента и надфундаментных комплексов, при этом наблюдается два типа соотношений (51, 52, 56).

В областях молодых плит с широко развитым мафическим фундаментом доминируют обратные соотношения, т. е. положительным аномалиям Δg и ΔTa отвечают прогибы поверхности фундамента и отрицательные структуры чехла, а отрицательным аномалиям Δg и ΔTa — выступы поверхности фундамента и положительные структуры чехла.

Для участков салического состава фундамента молодых плит характерны прямые корреляции между аномалиями Δg (и в меньшей мере ΔTa), рельефом фундамента и структурами чехла. Положительным аномалиям Δg отвечают выступы фундамента и положительные структуры чехла.

Новая концепция тектонического районирования о времени становления зрелой континентальной земной коры, наиболее полно сформулированная А. В. Пейве и др. в объяснительной записке к Тектонической карте Северной Евразии (1980 г.), порождает новые трудности для выделения молодых платформ как крупнейших тектонических таксонов континентов. В соответствии с этой концепцией индикационными признаками формирования зрелой континентальной коры являются батолитовые гранитные интрузии, пояса кислых вулканитов, красноцветные моласоидные формации. Для обширных наиболее погруженных областей молодых плит нет каких-либо достоверных данных, свидетельствующих о широком развитии названных геологических явлений. Следовательно, по крайней мере в палеозое зрелая континентальная земная кора на молодых плитах, по-видимому, или не формировалась, или не была повсеместно распространена. Поэтому с позиций этой новой концепции тектонического районирования, молодые плиты не являются зрелыми континентальными сооружениями.

Таким образом, развитие тектонических представлений в 70-х и 80-х годах и новая геолого-геофизическая информация не решили проблему выделения молодых платформ, а лишь придали этой проблеме новые аспекты. Выделяя Туранскую молодую плиту как один из объектов своих исследований, авторы понимают, что при обсуждении понятия «молодые платформы» нельзя ограничиваться результатами анализа строения исследованного региона, здесь требуются материалы по более обширным территориям.

О ВЫДЕЛЕНИИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ КАК ЕДИНОЙ СТРУКТУРЫ И ЕЕ ГРАНИЦАХ

Широко распространено выделение Туранской плиты как единого тектонического элемента. Обычно Туранскую плиту, вслед за Р. Г. Гарецким, рассматривали как часть Евразийской молодой платформы, в которую входят Западно-Сибирская плита, Казахстанский щит (парапис), Уральский кряж, Скифская плита, Мизийская плита и некоторые другие зарубежные сооружения.

Однако некоторые исследователи в 70-х годах выдвинули ряд возражений против обособления Туранской плиты как специфического тектонического сооружения. М. В. Муратов (68, 70) на месте Туранской выделяет две молодые плиты: Северо-Туранскую и Южно-Туранскую (Бухарскую). Северо-Туранская плита входит в состав молодой платформы, сформировавшейся на месте Урало-Монгольского складчатого пояса, сложенного рифей-палеозойскими геосинклинальными складчатыми сооружениями. Кроме Северо-Туранской плиты к опущенным участкам этого складчатого пояса, по М. В. Муратову, принадлежат Западно-Сибирская и Печорская плиты. Поясом разломов, протягивающимся в Закаспии от Мангышлака вдоль Южного Тянь-Шаня до края Таримского массива, Урало-Монгольский складчатый пояс сочленяется со Средиземноморским, в составе которого выделяется Южно-Туранская молодая плита.

Такое расчленение единого геологического формирования на два обособленных сооружения весьма дискуссионно и труднодоказуемо. Несмотря на некоторые различия геоструктур морфология, состав платформенного чехла и промежуточного структурного этажа северных и южных районов Туранской плиты очень сходны.

При выделении разломов глубинного заложения и длительного развития, помимо системы Припятско-Таримских дизъюнктивов, обычно выделяют систему разломов Урало-Оманского линеамента, Каратау-Ферганский и другие разрывы. Этими разрывами Туранская плита расчленена на ряд сегментов. А. А. Бакиров и др. (10) выделяют северо-восточный Сырдарьинский, северо-западный Устюртский, юго-западный Мангышлак-Туркменский и юго-восточный Амударьинско-Бухарский сегменты, отличающиеся своеобразным развитием. Если учитывать иные региональные разрывы, то следует выделять также Южно-Тургайский, Чу-Сарысуйский и Южно-Тяньшаньский сегменты, каждый из которых является составной частью Туранской плиты.

В 60-е годы А. Я. Дубинский, Н. Ю. Успенская, а в 70—80-е годы В. Н. Семов (84, 85), В. А. Голубовский (35) и др. развивают представления о единой Скифско-Туранской плите и тесной структурной связи обоих берегов Каспия. Так, В. Н. Семов (84) полагает, что «выделение Скифской и Туранской плит производится достаточно условно по некоторым особенностям в истории развития. Выделение этих плит скорее дань истории их изучения, проводившегося независимо друг от друга» (стр. 8).

По нашему мнению, разграничение Скифской и Туранской плит современной акваторией Каспия не случайно и имеет глубокий генетический смысл. Именно к Каспию приурочены центры ареалов мезозой-кайнозойских прогибаний, от Каспия на запад и восток распространялись трансгрессии. Не случайно ни одна из тектонических структур западного побережья Каспия к северу от Кавказа не может быть протрассирована в Закаспий и, напротив, структуры Мангышлака и Устюрта не имеют продолжения на Скифской плите. Поэтому западное ограничение Туранской плиты вполне очевидно. Новые данные, подтверждающие естественность такого ограничения, будут приведены ниже.

Вместе с тем нельзя не обратить внимание на весьма специфический тип ограничения Туранской плиты на западе: в направлении

Каспия раскрываются прогибы и погружаются периклинали поднятий. Следовательно, на Каспии и в его окрестностях размещается некоторая субмеридиональная ось прогибаний, соединяющая глубокопогруженные по фундаменту Южно-Каспийскую и Прикаспийскую впадины, имеющие тонкую мафическую земную кору.

Обычно границу Туранской плиты и Прикаспийской впадины проводят по Южно-Эмбенскому поднятию. По результатам геофизических исследований мы установили в 60-е годы, что этому поднятию отвечает прогиб поверхности фундамента (60). Анализ мощностей платформенного чехла показал, что оси юрско-меловых прогибов в зоне сочленения Прикаспийской впадины и Устюрта располагались по северной периферии Устюрта, причем северные пологие склоны прогибов распространялись глубоко в Прикаспийскую впадину. В 70-х годах получена новая геофизическая информация об интересных особенностях триас-палеозойских разрезов пограничных районов Туранской плиты и Прикаспийской впадины (см гл. II). Разрывные дислокации по северо-западному склону Южно-Эмбенского поднятия, которые часто продолжают рассматриваться как пограничные швы в зоне сочленения древней и молодой плит, как показали данные ОГТ и бурения, выделены недостаточно обоснованно вдоль границы карбонатных образований и фациально замещающих их терригенных депрессионных отложений.

Северная граница Туранской плиты обычно проводится по выходам палеозойских отложений восточного склона Урала и Мугоджар, а разграничение с Западно-Сибирской плитой — по Кустанайской седловине широтного простирания, где палеозойские породы залегают на глубине до 200 м. Имеются определенные разногласия в проведении северо-восточной границы Туранской плиты. Некоторые исследователи эту границу проводят по западным склонам Улутау и юго-западным склонам Каратау, исключая из Туранской плиты Чу-Сарысуйскую впадину. Однако большинство исследователей, включая авторов, рассматривают Чу-Сарысуйскую впадину как составную часть Туранской плиты, оставляя в составе Казахстанского щита Тенгизскую впадину, развитие которой во многом сходно с Чу-Сарысуйской, отличаясь лишь незначительным прогибанием мела и кайнозоя. По-видимому, подобные условности неизбежны.

Юго-восточная граница Туранской плиты с эпиплатформенным орогеном, описанная ранее, носит наложенный характер. В мезозое и палеогене в состав Туранской плиты входила Ферганская и Афгано-Таджикская впадина, а также, по-видимому, большая часть юрского Восточно-Ферганского палеопрогиба (на месте одноименного хребта, сложенного юрскими отложениями). В этот период Туранская плита на востоке смыкалась с Таримской, они разделились в послееорское время, когда на месте Восточно-Ферганского юрского палеопрогиба сформировалась зона поднятий. Южная граница Туранской плиты с герцинскими складчатыми сооружениями проходит на территории Северного Афганистана, где вдоль южного склона поверхность фундамента Туранской плиты ступенеобразно воздымается. Юго-западная граница Туранской плиты с Копетдагом и альпийскими складчатыми сооружениями Закаспия проводится по оси Предкопетдагского прогиба и далее на запад по флексурам резко погружающейся к юго-западу поверхности фундамента.

Изложенное показывает, что границы Туранской плиты выделяются неоднотипно и имеют изломанно-фестончатый характер. Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, Туранская плита входит в состав обширной Центрально-Евразийской молодой платформы и обособляется от «родственных» структур часто по широкой переходной зоне, но принимается по некоторой условной изогипсе. Туранская плита нигде не сочленяется непосредственно с кратонами. Поскольку Прикаспийскую впадину мы также считаем принадлежащей к молодым

платформам, Туранская плита, в нашем понимании, отделяется от кратонов иными структурными подразделениями молодых платформ. Кроме этого, границы Туранской плиты с эпиплатформенными орогенными областями и альпидами часто осложнены поперечными дислокациями, отображающими неоднородности строения земной коры палеозойских и более ранних этапов развития.

Однако эти осложнения носят частный характер и не затрудняют выделения Туранской плиты в качестве единого крупного региона.

КРИТЕРИИ ОБОСОБЛЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ НА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЕ

Понятие «фундамент» сформулировано к 30—40-м годам, когда начали выделять геосинклинальные области и платформы. Под платформами подразумевали такие тектонические сооружения, которые состоят из двух тектонических этажей. Нижний этаж, фундамент платформы, считается прошедшим геосинклинальную стадию развития и образованным сложно дислоцированными (вплоть до изоклинальной складчатости) породами геосинклинальных формаций, подвергнутыми региональному метаморфизму, прорванными интрузиями разного состава и раздробленными многочисленными разломами. Таким образом, первоначально представление о фундаменте было дедуктивным и в качестве прообраза фундамента использовались наблюдения на щитах древних платформ и в областях палеозойских геосинклиналей типа Урала.

Фундамент платформ считался резко несогласно перекрытым недислоцированным или слабодислоцированным чехлом. Таким образом, он выступал как складчато-кристаллическое основание, пережившее геосинклинальный режим развития, после которого территория вступила в спокойный платформенный режим. Эта классическая характеристика фундамента, намеченная Г. Штилле, А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, была затем поддержана В. В. Белоусовым, В. Е. Хаиным, А. Л. Яншиным, М. Ф. Мирчинком, Р. Г. Гарецким и широко использовалась в 70-х годах при тектонических построениях Ю. А. Косыгиным и др., Н. А. Беляевским, В. Ф. Беспаловым, К. Н. Кравченко (13, 14, 67, 92) по материкам и регионам, включающим Среднюю Азию. Рельеф поверхности фундамента и его изменчивость в настоящее время рассматриваются как основа тектонического районирования платформенных регионов. Выделение поверхности фундамента, ее трассирование по профилям и площадное картирование — важнейшая задача региональных геолого-геофизических исследований. Поэтому, базируясь на указанных геологических заключениях, геофизики наметили определенную геофизическую модель поверхности фундамента как эрозионной поверхности сложнодислоцированных (вертикально-слоистых) сред, характеризуемой высокими скоростями упругих волн, избыточной по отношению к осадочному чехлу плотностью, повышенным электросопротивлением, магнитной восприимчивостью и теплопроводностью. Массовые замеры физических свойств и параметрические наблюдения у скважин и обнажений подтвердили, в основном, справедливость такой геофизической модели фундамента.

При изучении открытых территорий молодых и древних платформ изложенных представлений вполне достаточно. Однако опыт региональных исследований закрытых территорий и среднемасштабное картирование территории СССР показали, что выделение поверхности фундамента часто связано с немалыми трудностями. Рассмотрим такие ситуации, прежде всего те из них, которые возникают при исследованиях Средней Азии.

1. В ряде районов Туранской плиты и по ее периферии развиты линейные складчатые зоны, в которых складчатостью охвачены комплексы, на смежных участках остающиеся недислоцированными.

В этом плане широко известны каменноугольно-девонские отложения в Каратау, Кассарминском, Тастинском, Южно-Эмбенском поднятиях, пермо-триасовые отложения Горного Мангышлака, Центрально-Бузачинского, Джусалинского поднятий, Туаркыра, юрские отложения Ферганского хребта, и, в меньшей мере, Каратауского грабена. Некоторые из этих сооружений А. Е. Шлезингер удачно назвал моногеосинклиналями (100, 101). Помимо упомянутых в настоящее время намечается несколько десятков аналогичных сравнительно небольших зон. Большинство из них достаточно уверенно приурочено к разломно-шовным системам небольшой протяженности.

А. Е. Шлезингер (100), а затем В. Н. Семов (84) предлагают при выделении фундамента в зонах такого типа использовать структурно-магматический подход, причем положение фундамента эти авторы связывают с поверхностью пород, «обладающих физическими свойствами, отличными от покрывающих отложений осадочного чехла». Тем самым понятие «фундамент» при таком подходе основывается не столько на историко-геологических, сколько на физических критериях.

2. В ряде районов (север Амударьинской впадины, Центрально-Каракумский свод, Байчагырское поднятие, Северное и Северо-Восточное Приаралье, Муюнкумский прогиб) широко развиты вулканиты кислого, основного состава, нередко повышенной щелочности, залегающие выше поверхности сильно дислоцированных толщ. При бурении на полуострове Тигровый хвост в Южном Приаралье эффузивные образования были обнаружены в юрском разрезе. В отдельных случаях установлен прорыв слабодислоцированных отложений интрузиями гранитоидов, что, однако, не получило на Туранской плите такого массового развития, как на востоке Сибирской платформы. Выделение в таких зонах поверхности фундамента связано со значительными трудностями. С позиций нефтегазопоисковых работ представляется удобным различать две ситуации: а) между вулканитами и складчатым фундаментом нет мощных осадочных толщ; б) между вулканитами и фундаментом размещаются мощные осадочные толщи.

В первом случае поверхность фундамента допустимо отождествлять с поверхностью вулканитов, а во втором случае мы вулканиты не включаем в состав фундамента

3. Значительные трудности вызывает выделение фундамента в погруженных зонах межгорных впадин. Палеозойские комплексы, а также орогенные кайнозойские формации, погруженные на глубины более 4 км и практически полностью лишенные в силу компрессионного уплотнения (а, возможно, и иных причин) пористости, характеризуются здесь значениями плотности, электросопротивлений и пластовых скоростей, близкими к величинам, присущим породам герцинского фундамента. Из-за отсутствия здесь региональных исследований КМПВ по полным системам наблюдений и профилирования ОГТ достаточной глубинности в большинстве случаев положение фундамента намечается весьма приближенно.

На закрытых территориях с глубоко погруженным фундаментом его поверхность в настоящее время выделяется по геофизическим данным на основании следующего комплекса критериев.

К поверхности фундамента, как правило, приурочен опорный преломляющий горизонт, отличающийся изменчивыми и сравнительно высокими значениями граничной скорости, варьирующими от 5,0 до 7,0 км/с, чаще всего от 5,5 до 6,4 км/с, а также изменчивыми значениями параметров рефракции и коэффициентов затухания преломленных волн.

Преломленные (квазиголовные или рефрагированные) волны от поверхности фундамента обладают четкими характерными кинемати-

ческими особенностями. Они прослеживаются обычно в первых вступлениях вплоть до смены преломленными волнами от поверхности Мохоровичича. Годографы волн от поверхности фундамента обнаруживают изломы, смещения, повторяющиеся на нагоняющих годографах практически на тех же участках профилей и часто отображаемые аномальным поведением в сопряженных точках встречных годографов.

Преломленные волны от поверхности фундамента имеют специфические динамические особенности по сравнению с волнами от надфундаментного разреза, они обычно отличаются более низкими частотами и слабым затуханием, а сейсмическая запись — изменчивостью, систематической регистрацией во вторых вступлениях (непосредственно вслед за первыми) аномальных осей синфазности и дифрагированных волн, повторяющихся однотипно на нагоняющих годографах при наблюдениях из нескольких пунктов взрыва. Все указанные выше признаки характеризуют фундамент как мощную толщу неоднородных высокоскоростных уплотненных пород.

Поверхность фундамента — нижний предел системы регионально выдержанных и протяженных отражающих субгоризонтальных зеркальных границ. Сама поверхность фундамента не является отражающим репером, но в отдельных зонах к ней приурочена шероховатая отражающая граница, прослеживаемая повсеместно, но систематически. Глубже поверхности фундамента наблюдаются группы непротяженных отражающих различно наклоненных площадок, латерально сменяющихся зонами хаотической неупорядоченности отражений и «прозрачными» зонами, в которых отражения не выделяются. Значение этого критерия резко усилилось в последние годы при внедрении ОГТ, когда стала обеспечиваться регистрация однократных отражений на больших глубинах.

Поверхность фундамента нередко служила границей, на которой формируются наиболее интенсивные обменные волны. Этот критерий мы рассматриваем как вспомогательный, использование которого обосновано лишь в интерполяционных интервалах, в условиях резкого перепада скорости на поверхности фундамента.

Поверхность фундамента — опорный горизонт высокого электрического сопротивления практически повсеместно на территории Туранской плиты. Когда при исследованиях методами ДЭЗ горизонты высокого сопротивления в надфундаментном разрезе экранируют поверхность фундамента, переход на использование данных ЗСП и МТП приводит к повышению величин суммарной продольной проводимости и нижний опорный геоэлектрический горизонт, выделяемый по данным этих методов, приурочен к фундаменту.

Во многих районах с поверхностью фундамента связана резкая плотностная граница и рельеф этой поверхности отчетливо отображается поведением аномалий силы тяжести. Это позволяет часто картировать поверхность фундамента с помощью различных корреляционных алгоритмов в зонах интерполяции между региональными сейсмическими профилями.

К поверхности фундамента часто приурочены верхние кромки магнитовозмущающих масс. Приемы картирования поверхности фундамента по верхним кромкам магнитовозмущающих масс широко используются на слабоизученных территориях и акваториях. Опыт изучения Туранской плиты свидетельствует о малой информативности таких приемов, по данным которых систематически занижаются глубины залегания поверхности фундамента, особенно в зонах его глубокого погружения. Поэтому верхние кромки магнитовозмущающих масс на Туранской плите используются для картирования поверхности фундамента только после специального анализа и, главным образом, для интерполяционных оценок.

Совокупность указанных критериев позволяет картировать поверхность фундамента как некоторую геонимическую границу, учитывающую геологические подходы как основу для составления общего образа, но выделяемую на основании геофизической информации. Эта новая более широкая геонимическая сущность понятия «фундамент» еще не всегда признается, поэтому некоторые исследователи делают различия между геологическим и геофизическим фундаментом, между складчатым и кристаллическим, говорят о наличии нескольких разновозрастных фундаментов в одном разрезе. Признавая неограниченную сложность конкретных геологических ситуаций, авторы исходят из концепции о едином фундаменте, оцениваемом прежде всего по геологическим и сейсмическим критериям.

Опыт многолетних геофизических комплексных исследований Средней Азии, Казахстана и смежных регионов подтвердил обоснованность такого подхода и непригодность альтернативных решений, но одновременно с этим показал, что имеются закономерные геологические ситуации, которые затрудняют выделение поверхности фундамента, особенно на этапе региональных исследований.

Помимо упомянутых выше, обратим внимание на следующие разновидности реальных геологических обстановок, затруднивших принятие правильных решений.

1. Экранирование фундамента высокоскоростными карбонатными комплексами распространено довольно широко. Карбонатные комплексы характеризуются $V_1 = 5,8—6,3$ км/с (а в ряде случаев и выше) и при мощностях, превышающих 1,0—1,5 км, и некоторой дислоцированности трудно отличимы при исследованиях КМПВ от фундамента.

Уверенное решение вопроса о неправомочности отнесения карбонатов к фундаменту достигается использованием съемок ОГТ, при которых глубже поверхности карбонатов трассируются выдержанные и опорные субгоризонтальные отражающие границы.

2. Экранирование фундамента мощными градиентными терригенными толщами. В ряде районов на севере и северо-востоке Туранской плиты разрезы слабодислоцированных палеозойских отложений сложены континентальными толщами мощностью в несколько километров с плавным нарастанием скорости с глубиной от менее 4 до 6 км/с. С этими толщами связаны рефрагированные волны с постепенным увеличением кажущихся скоростей на годографах без видимых смен. Здесь до настоящего времени не удается выделить преломляющую границу, связанную с поверхностью фундамента. В указанных градиентных толщах выделяются, как правило, серии выдержанных субгоризонтальных отражающих границ и пологие нефтегазоперспективные складки, что не позволяет относить их к фундаменту.

3. Развитие «складчатых покровов». Наиболее наглядным примером являются слабоскладчатые комплексы вала Карпинского, Центральной Бузачей, на 5—15 км глубже поверхности которых прослеживаются преломляющие границы, непрерывно трассируемые из смежных районов и связываемые с поверхностью фундамента.

4. Выделение фундамента в поднадвиговых зонах. Опыт картирования фундамента в подобных зонах в Средней Азии незначителен, однако материалы изучения зон северных надвигов Донбасса, трассируемых вплоть до западного побережья Каспия, свидетельствуют, что под этими надвигами при исследованиях ОГТ и КМПВ удается выделить полого лежащие недислоцированные толщи и границы, связываемые с поверхностью фундамента.

Таким образом, рассмотренные выше ситуации затруднения выделения поверхности фундамента могут привести только к занижению глубин его поверхности.

Это положение обусловлено известным обстоятельством, когда между осадочным платформенным покровом и фундаментом распола-

гаются образования промежуточного структурного этажа (ПСЭ), свойства которого, интенсивность развития пликвативных и дизъюнктивных дислокаций и проявления магматизма изменяются в широких пределах от типичных для платформенного чехла до характерных для фундамента. Важно подчеркнуть, что эти изменения происходят не только вниз по разрезу, но и (что особенно важно и специфично для ПСЭ) в плане, латерально. Как установлено нами ранее (52—55), примечательная особенность ПСЭ — это повышенная дислоцированность и уплотненность в зонах поднятий и сокращения мощностей в приразломных зонах и на бортах впадин.

Изучению специфики толщ, размещаемых между типоморфным осадочным чехлом и поверхностью фундамента, в 70—80-х годах уделялось значительное внимание. Несмотря на то, что проблема строения этих толщ остается дискуссионной, ее современное состояние существенно изменилось. На начальном этапе изучения в решении этой проблемы наметилось три группы воззрений.

Согласно первой из них, доюрские образования Туранской плиты считаются молассовыми или молассовидными, орогенными, тафрогеосинклинальными или парагеосинклинальными и включаются в состав фундамента, нередко вычлениваясь в качестве его верхнего структурного яруса. Такие взгляды были наиболее характерны для 50—60-х гг. (26, 27 и др.). В начале 70-х годов М. В. Муратов (1971—1974) выдвинул понятие о чехлах срединных массивов геосинклинальных поясов, которые подразделяются на догеосинклинальный, сингеосинклинальный и синорогенный этажи, и отнес к этим чехлам доюрские отложения молодых плит. Чехлы срединных массивов М. В. Муратов включает в состав фундамента молодых плит. Близкие взгляды развивают Л. И. Летавин (63), А. А. Арбатов и др. (7). Необходимо отметить, что в результате развития поисково-разведочных работ и изучения нефтегазоносности доюрских комплексов на молодых плитах число сторонников этого направления быстро сокращается.

Сторонники второго направления между фундаментом и осадочным чехлом выделяют специфический структурный этаж, который называют парагеосинклинальным (В. В. Белоусов), полуплатформенным, переходным (Л. И. Летавин, Н. А. Крылов, В. И. Дитмар и др.), метагеосинклинальным (Р. Г. Гарецкий), тафрогенным (В. Н. Соболевская), эпигеосинклинальным (В. А. Буш и др.) комплексом, вторым или третьим структурным этажом платформ (Ю. М. Годин, И. К. Туезов).

Наиболее распространенное наименование доюрских образований — промежуточный структурный ярус (Ю. А. Косыгин, Э. Э. Фотиади, А. Я. Дубинский, А. А. Борисов), комплекс (50), или этаж (А. А. Трофимук, В. Г. Васильев, С. П. Максимов, Л. Ш. Гиршгорн, Н. П. Запывалов, И. И. Нестеров и др.). Сторонники этого подхода, к которым принадлежат и авторы, подразделяют промежуточный структурный этаж на несколько компонент (ярусов), различающихся в разных частях Туранской плиты по литолого-стратиграфическому и формационному составу и степени дислокационно-магматических проявлений.

Представители третьего направления считают доюрские отложения Туранской плиты входящими в состав платформенного чехла, именуя их нижним платформенным комплексом, нижним ярусом платформенного чехла (105, 106), (88), (84), квазиплатформенным комплексом (41).

При существенных терминологических разногласиях расхождения во взглядах между сторонниками второго и третьего направления не столь значительны, как это может показаться. Обе группы признают примерно одинаковое положение поверхности фундамента и

отделяют в первом приближении одинаково платформенный (ортоплатформенный) чехол от доюрских образований. Все исследователи оценивают положительно перспективы нефтегазоносности доюрских комплексов. Кроме терминологических, существуют различия в оценке значимости латеральной изменчивости доюрских отложений и, в известной степени, в оценке масштабов их нефтегазоперспективности. Таким образом, в настоящее время стало общепринятым обозначение доюрских комплексов, рассмотрение их в составе надфундаментного разреза как специфических объектов нефтегазопоскоковых исследований.

При выделении структурных этажей (фундамента, ПСЭ, платформенного чехла) используются главным образом три группы признаков, связанных с оценкой степени пликвативной дислоцированности (складчатости), дизъюнктивной (раздробленности) и масштабов проявления эффузивной и интрузивной деятельности (магматизма). С учетом накоплений по разным регионам информации можно наметить ранжирование этих признаков, присущих каждому из этажей и на этой основе предложить некоторые элементы объективизации и формализации их выделения.

Попытаемся кратко охарактеризовать наиболее приемлемые, по нашему мнению, геофизические и геологические критерии количественных оценок, кодируемых по каждому признаку (магматизм — М, раздробленность — Р, складчатость — С) в градации 0, 1, 2, 3, например, для магматизма градации его проявления обозначаются ОМ, 1М, 2М, 3М.

Магматизм. Оценка ОМ характерна для платформенного чехла, который амагматичен или содержит базальтовые серии и трубки взрыва. Магнитное поле невозмущенное или «трапповое».

Оценка 1М — платформенный чехол и промежуточный структурный этаж. Отмечаются эффузивы смешанного состава, отдельные приразломные интрузивы кислого состава и повышенной щелочности. Эффузивы тяготеют к гравитационным «мульдовым» минимумам, при залегании вблизи древней поверхности характеризуются пилообразными графиками или мозаичными магнитными полями, при погруженном залегании создают аномалии типа «горизонтальный пласт». Интрузивы отображаются отдельными небольшими округлыми или вытянутыми в цепочку магнитными аномалиями и не сопровождаются аномалиями силы тяжести. Магнитное поле спокойное или слабодифференцированное.

Оценка 2М — фундамент или изредка промежуточный структурный этаж. Крупные обособленные тела интрузивов гранитоидной формации (не образующие поясов), занимающие не более 10% площади, могут формировать ореольные группы, тяготея к узлам разломов и зонам поднятий. Интрузивы картируются интенсивными округлыми минимумами гравитационного поля. Магнитное поле на большей части площади спокойное, с отдельными четко локализованными надинтрузивными или приконтактовыми аномалиями.

Оценка 3М — фундамент. Пояса интрузивов одного или разного составов, нередко многофазных. Разнообразные проявления интрузивной, эффузивной и жильной фации магматизма. Значительные площади заняты интрузивами и эффузивами смешанного состава. Магнитное поле возмущенное, сложнодифференцированное, выделяются аномалии разной конфигурации и интенсивности. Гравитационные аномалии хорошо коррелируются с магнитными, нередко границы зон специфического магнитного и гравитационного полей совпадают.

Раздробленность. Оценка ОР — платформенный чехол — непрерывно коррелируются опорные сейсмические и электроразведочные горизонты, имеющие единую стратификацию. Разломы редки и малоамплитудны (не чаще одного разлома с амплитудой более 100 м на

100 км среднего регионального профиля¹. Интенсивные локальные магнитные и гравитационные аномалии, связанные с платформенным покровом, отсутствуют или отмечаются только в зонах разломов.

Оценка 2Р — промежуточный структурный этаж и фундамент. Опорные сейсмические и электроразведочные горизонты не прослеживаются. Блоковая тектоника оценивается по аномалиям ΔT , Δg и другим. Гравитационные аномалии² брахиформные, анизотропные. На 100 км среднего регионального профиля 3—5 разломов с амплитудой в сотни и тысячи метров. На многие десятки и сотни километров прослеживаются единичные разломы, сохраняя выраженность в геофизических полях. Определенного простираения разломов нет. Среди блоков преобладают изомерные, но могут выделяться и линейные блоки третьего порядка и единичные блоковые поля.

Оценка 3Р — фундамент. Опорных сейсмических и электроразведочных субгоризонтальных реперов нет. Гравитационные аномалии линейные, виргирующие и брахиформные. Выделяются линейные блоковые системы и глубинные разломы. Преобладают разломы одного простираения, ветвящиеся и кулисообразно подставляющие друг друга. На 100 км среднего регионального профиля более десяти разломов с амплитудой в сотни и тысячи метров.

Складчатость. Оценка ОС — осадочный чехол. Средние углы падения менее 1° . По сейсмическим данным — горизонтальная слоистость. Локальные складки малоамплитудны (амплитуда не более первых процентов от глубины залегания) и обособлены. Углы падения свыше 1° отмечаются лишь вдоль флексурных крыльев складок и на отдельных приразломных участках на региональных склонах. Антиклинали изомерны, занимают небольшую часть площади и, как правило, не сопряжены с равновеликими синклиналями.

Оценка 1С — осадочный чехол и промежуточный структурный этаж. По сейсмическим и электроразведочным данным — горизонтальная слоистость. Средние углы падения $1—5^\circ$, на флексурах — до 20° . Складки средней амплитуды (до 10—20% от глубины), обычно коробчатые и асимметричные, образуют системы, линейные валы протяженностью в десятки километров, многие складки отображаются аномалиями силы тяжести.

Оценка 2С — промежуточный структурный этаж и фундамент. По сейсмическим данным, наклонно-слоистая среда, в отдельных блоках горизонтально- и вертикально-слоистая. Сейсморазведкой складки картируются с затруднениями. Преобладают линейноориентированные, но нередко коробчатые. Складки составляют десятки процентов площади. К картируемой сейсморазведкой эрозионной поверхности на больших площадях выходят породы, близкие по возрасту и принадлежащие к одному структурному ярусу. В гравитационном поле преобладают нелинейные экстремальные аномалии или группы линейных аномалий одного знака.

Оценка 3С — фундамент. Складчатость полная, линейная, вплоть до изоклиальной. Сейсмическая вертикальная слоистость. В гравитационном (и магнитном) полях наблюдаются линейновытянутые сопряженные экстремальные аномалии разных знаков. Сейсморазведкой складки не картируются и не намечаются. По гравимагнитным данным выделяются приблизительно синклинии и антиклинии. На эрозионную поверхность, картируемую сейсморазведкой, выходят породы различного возраста, часто незаконмерно перемежающиеся.

Для оценки приуроченности конкретной части исследуемых разрезов к одному из структурных этажей, будем условно считать признаки

¹ Средние региональные профили считают исходя из сети 50×50 км в области изомерного строения и из сети 25×100 км в областях линейного типа структур.

² В наблюдаемых потенциальных полях могут отражаться аномалиеобразующие объекты всех структурных этажей, поэтому влияние анализируемого этажа в каждом конкретном случае должно определяться отдельно.

равновесными и станем суммировать баллы магматизма, складчатости и раздробленности, а полученную сумму рассматривать как суммарный критерий отнесения к платформенному чехлу, ПСЭ и фундаменту. В этом случае платформенному чехлу будет отвечать сумма баллов не более 2, ПСЭ — сумма баллов от 3 до 5, а фундаменту — сумма баллов 6—9.

Несмотря на очевидную приближенность указанного подхода, можно предположить, что его широкая апробация представляет определенный интерес.

Резюмируя изложенное, необходимо отметить, что:

1) границы Туранской плиты выделяются неоднотипно и имеют изломанно-фестончатый характер;

2) в данной работе принята геофизическая модель поверхности фундамента как эрозионная поверхность сложнорасчлененных (вертикально-слоистых) сред, характеризующаяся по отношению к вышележащим отложениям перепадом в сторону увеличения всех основных физических параметров разреза: скорости, плотности и др.;

3) ситуации, осложняющие выделение фундамента по геофизическим данным, могут привести только к занижениям глубин его поверхности;

4) намечены пути объективизации и формализации при выделении различных структурных этажей (фундамента, ПСЭ, платформенного чехла) путем ранжирования определяющих их признаков.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ЗОН СЕВЕРО-ЗАПАДА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Туранская плита занимает большую часть Средней Азии (рис. 1). По особенностям развития и морфологии тектонических элементов, а также специфике нефтегазоносности в ее пределах выделяются северо-западные, северо-восточные и южные районы.

В этой главе рассматривается строение обширной северо-западной части Туранской плиты, которую, по-видимому, правильно именовать Арало-Каспийским регионом, или, по преобладанию отрицательных тектонических элементов, — Арало-Каспийской областью погружений.

Арало-Каспийский регион имеет сложное гетерогенное строение и может рассматриваться как надпорядковая тектоническая единица. В его состав в качестве элементов I порядка входят Северо-Устьюртская впадина, Центрально-Устьюртско-Мангышлакская система поднятий, Южно-Мангышлакско-Устьюртская система прогибов, Аральская впадина. Особенность этих тектонических элементов и их внутренняя расчлененность на элементы II порядка существенно изменяется по разным горизонтам осадочного покрова, промежуточного структурного этажа и поверхности фундамента. Некоторые моменты такого расчленения и трассирования отдельных границ остаются дискуссионными, однако проведенные в 70-х — начале 80-х годов съемки ОГТ, завершение профильных исследований КМПВ и новые результаты бурения существенно развили представления о строении этой территории.

При тектоническом районировании по осадочному чехлу обычно выделяется Северо-Устьюртская впадина, ограниченная с юга Центрально-Устьюртско-Мангышлакской системой поднятий, с севера — Южно-Эмбенским поднятием, а с востока — Арало-Кызылкумским валом, отделяющими соответственно погруженные зоны Северного Устьюрта от Южно-Мангышлакской системы прогибов, Прикаспийской и Аральской впадин. Такие взгляды до недавнего времени разделяли и авторы (8, 52). Однако новая геофизическая информация показала, что Арало-Кызылкумский вал и часть Южно-Эмбенского поднятия — структуры инверсионные и частично навешанные (54, 78), а Центрально-Устьюртско-Мангышлакская система поднятий разделяется на кулисно расположенные элементы.

В то же время выяснилась резкая неоднородность Северо-Устьюртской впадины, наименование которой впервые предложили А. А. Борисов и В. Г. Васильев (1960). Некоторые исследователи (72) под Северо-Устьюртской впадиной подразумевают только северную часть рассматриваемой территории, между Южно-Эмбенским и Байтерек-Теренкудукскими поднятиями. Эти исследователи выделяли Барсакельмесский прогиб как самостоятельную зону прогибания, равнозначную Северо-Устьюртскому прогибу. По нашему мнению, учитывая общность характера истории геологического развития в мезозое и кайнозое, представляется целесообразным придерживаться точки зрения А. А. Борисова и В. Г. Васильева и именовать Северо-Устьюртской впадиной всю территорию Арало-Каспийского региона к северу от Мангышлак-Центрально-Устьюртской системы дислокации (рис. 2). Новая

информация, однако, все более четко определяет специфику Барсакельмесского прогиба, что будет подробно рассмотрено ниже.

Иерархия структур Арало-Каспийского региона при таком выделении Северо-Устюртской впадины вызывает большие трудности, так как впадина четко делится на две крупные зоны и несколько более мелких тектонических элементов. Условно будем считать эти зоны также элементами I порядка. В качестве таких крупных зон по поверхности фундамента намечаются Барсакельмес-Арстановский блок и Каспийско-Аральская система прогибов.

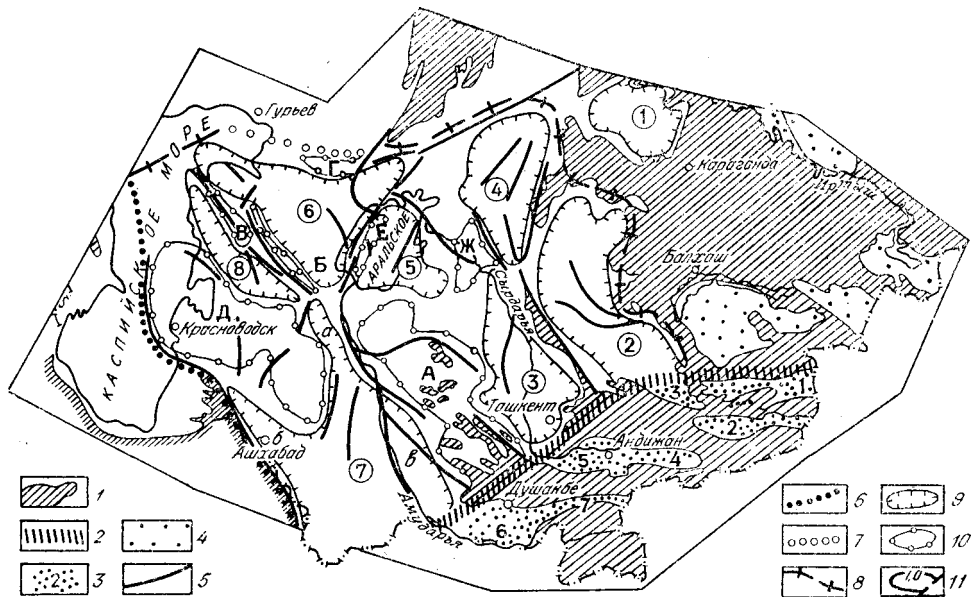


Рис. 1. Основные особенности тектоники Средней Азии.

А — схема тектонического районирования Средней Азии: 1 — выходы пород фундамента; 2 — граница Туранской свиты с эпиплатформенным орогеном; 3 — наиболее значительные межгорные впадины (цифры на рис. 1 — Илийская, 2 — Иссыккульская, 3 — Восточно-Чуйская, 4 — Нарынская, 5 — Ферганская, 6 — Афгано-Таджикская, 7 — Алайская); 4 — впадины Восточного Казахстана; 5 — основные разломы Туранской свиты; 6 — граница Туранской плиты на юго-западе с альпийской складчатой областью; 7 — граница развития Кунгурских диапиров на юго-востоке Прикаспийской впадины, принимаемая за линию разграничения ее с Туранской плитой; 8 — граница Туранской плиты на западе со Скифской плитой и на севере с Уральским краем и Центрально-Казахстанским щитом; 9 — основные впадины Туранской плиты и Казахстанского щита молодой платформы: (цифры на рис. в кружках: 1 — Тенгизская, 2 — Чу-Сарыуская, 3 — Среднесырдарьинская, 4 — Южно-Тургайская, 5 — Аральская, 6 — Северо-Устюртская, 7 — Амударьинская, включающая: а — Дарьялык-Дауданскую, б — Предкопетдагский прогиб, в — Бухаро-Хивинскую систему ступеней; 8 — Южно-Мангышлакская); 10 — основные положительные структуры Туранской плиты. Поднятия: А — Центрально-Кызылжумское, Б — Центрально-Устюртское, В — Центрально-Мангышлакское, Г — Южно-Эмбенское, Д — Карабогазольско-Каракумское, Е — Арало-Кызылжумский вал, Ж — Джусалинско-Жумарское, З — схемы глубин залегания фундамента Средней Азии и прилегающих районов, 11 — линии равных глубин и разломов поверхности фундамента (отметки со знаком минус).

В пределах Барсакельмес-Арстановского блока в качестве элементов II порядка выделяются Барсакельмесский прогиб, Актумсукская система валов, Байчагыр-Яркимбайское поднятие, Шольтауское поднятие и Арстановская ступень, четко отображенные также по кровле юры (рис. 2). Этот блок вытянут субширотно, со всех сторон ограничен крупными разрывными нарушениями и флексурами и имеет общий полигональный облик. В пределах блока и южнее его размещаются все скважины, вскрывшие на Северном Устюрте породы нескладчатого палеозоя и фундамента. Здесь современные оценки фундамента относительно надежны и глубины его залегания не завышены.

В состав Каспийско-Аральской системы входят Южно-Бузачинский, Бейнеуский, Самский и Косбулакский прогибы. Их обособление друг от друга по поверхности фундамента и по различным горизонтам надфундаментного разреза также не одинаково. Эти прогибы, однако, остаются наиболее погруженными структурами региона. Глубина зале-



гания преломляющей границы, принимаемой за поверхность фундамента, в осевых частях этих прогибов повсеместно составляет более 8 км, в некоторых местах достигает 12 км. Скважины пробуренные в этих прогибах, при глубине до 4—5 км не вышли из отложений юры — триаса.

Южно-Бузачинский прогиб наименее изучен, его большая часть занята шорами. Прогиб на западе раскрывается в сторону акватории Каспия. С севера ограничен изометричным Северо-Бузачинским поднятием, в сводовой части которого на небольших глубинах залегают мощные дислоцированные отложения триаса. Южное ограничение Южно-Бузачинского прогиба Центрально-Мангышлакской системой дислокаций весьма выразительно, особенно в западной части. Восточное ограничение Бузачинского прогиба еще не может быть выполнено однозначно. В районе шора Кайдак он сочленяется с Бейнеуским прогибом. По горизонтам осадочного чехла это сочленение происходит по седловине, длинная ось воздыманий которой соединяет Шоль-

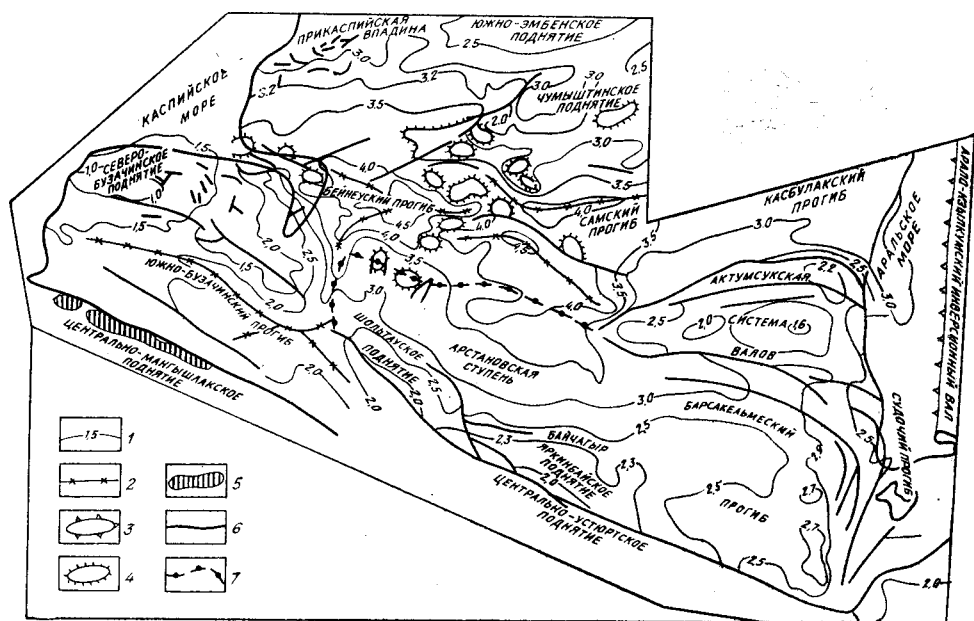


Рис. 2. Основные тектонические элементы северной части Арало-Каспийского региона.

1 — изоглубины поверхности юрских отложений на площадях, охваченных съемками ОГТ, 2 — оси прогибов амплитудой более 250 м, 3 — крупный выступ юрской поверхности на акватории Аральского моря — Арало-Кызылкумский инверсионный вал, 4 — локальные контрастные поднятия амплитудой более 250 м, 5 — обнажение доюрских пород, 6 — разрывные нарушения, закартированные по доюрской поверхности, 7 — разломное ограничение западной части Барсакельмесско-Арстановского блока по поверхности фундамента.

тауское поднятие (западная часть Барсакельмес-Арстановского блока) с Северо-Бузачинским. По горизонтам в ПСЭ в районе шора Кайдак может быть намечен субмеридиональный грабен, связывающий Южно-Бузачинский и Бейнеуский прогибы.

Юго-восточная часть Южно-Бузачинского прогиба, именуемая некоторыми авторами Байским, имеет грабеновидное строение и протягивается между дислокациями Восточного Мангышлака и Центрального Устьюрта к Учкудук-Карынжарыкскому прогибу, входящему в состав Южно-Мангышлакско-Устьюртской системы прогибов. Таким образом, восточная часть Южно-Бузачинского прогиба и его «ветви» окаймляют с запада Барсакельмес-Арстановский блок. В намеченных границах размеры прогиба составляют 300×70 км, площадь около 20 тыс. км².

Бейнеуский прогиб размещается, в основном, под чинками Устьюрта и несколько севернее, через район залива Комсомолец, раскрывается в Каспийское море. Достаточно уверенно намечаются ограничения прогиба на западе Северо-Бузачинским поднятием, на

северо-востоке — Чумыштинским, примыкающим к Южно-Эмбенскому поднятию и Чушкакульскому валу на продолжении Мугоджар, а на юге — Арстановской ступенью. Разграничение с Самским прогибом на востоке во многом условно. Весьма спорной остается северо-западная граница Бейнеуского прогиба. По подошве меловых и юрских отложений здесь отчетливо намечается пологое воздымание в сторону Прикаспийской впадины вплоть до широты Прорва-Буранкуль, где установлен пологий, широтно вытянутый вал с уровнем глубин подошвы юры около трех километров, что примерно соответствует уровню границы Бейнеуского прогиба на северо-востоке. Отдельные исследователи (Р. Б. Сапожников, Ю. А. Волож и др.) по поверхности фундамента намечают внутри Бейнеуского прогиба Жайлыганский свод и обособленную Северо-Адамлинскую мульду. Нам представляется, что указанные структуры обусловлены локальными осложнениями, и, в основном, выделены по сейсмическим материалам, искаженным латеральными неоднородностями строения надфундаментного разреза, которые остались неучтенными при интерпретации. В рассматриваемых границах Бейнеуский прогиб имеет размеры 250×110 км и площадь более 26 тыс. км².

Самский прогиб выделяется на участке относительного сужения Каспийско-Аральской системы прогибов, где выдвигающиеся на юг на продолжении Мугоджар поднятия (Чушкакульский вал, Южно-Эмбенское и Чумыштинское) сближаются с Актумсукской системой Барсакельмес-Арстановского блока. Ограничение Самского прогиба на юге и севере достаточно четкое. Его обособление от Косбулакского прогиба менее уверенное, в зоне их сочленения намечаются отдельные малоамплитудные поднятия, по-видимому, образующие субмеридиональную перемышку с осью по линии Чурук-Чумышты. Самский прогиб относительно невелик и субизометричен при некоторой субширотной вытянутости. Его размеры составляют 150×100 км, а площадь около 15 тыс. км².

Косбулакский прогиб — самый восточный компонент Каспийско-Аральской системы прогибов, его восточная часть располагается на акватории Аральского моря. Этот прогиб имеет наиболее четкие разломные ограничения на севере, отделяясь Аккулковско-Базайским региональным разломом от Северо-Западного Приаралья (28, 29 и др.). На востоке Арало-Кызылкумским региональным разломом Косбулакский прогиб отделяется от Аральского блока, на юге крупный разлом разделяет Косбулакский прогиб и Актумсукскую систему дислокаций. Рассматриваемый прогиб отличается крутым погружением бортов и пологим слабо волнистым днищем, т. е. в целом построен по типу грабен-синклинали. Размеры Косбулакского прогиба 200×150 км при общей северо-западной вытянутости, площадь 27 тыс. км².

Таким образом, по Каспийско-Аральской системе прогибов происходит сочленение погруженных областей, занятых ныне Каспийским и Аральским морями. Единство указанной зоны погружений общей протяженностью на суше более 600 км при ширине от 60 до 150 км при всем разнообразии структур каждого этапа развития фиксируется увеличением мощности практически всех выделяемых по данным сейсморазведки и бурения комплексов, глубоким погружением фундамента и специфическим его составом. Следовательно, намеченная нами впервые Каспийско-Аральская система прогибов неизменно выступала в виде относительно прогнутой зоны, служила закономерным местом путей развития трансгрессий, размещения зон некомпенсированного прогибания при общем повышении уровня моря и длительного сохранения лагунных условий при регрессиях.

Рассмотрим основные особенности внутреннего строения Барсакельмес-Арстановского геоблока. Крупнейшая структура этого геоблока — Барсакельмесский прогиб.

Барсакельмесский прогиб впервые выделен в 1957 г. по материалам структурно-картировочного бурения. С юга и севера он ограничен Центрально-Устюртской и Актумсукской системами дислокаций, с востока и запада — соответственно Куаныш-Коскалинским и Байчагыр-Яркимбайским выступами. Ранее большинство исследователей восточную границу Барсакельмесского прогиба проводили по Арало-Кызылкумскому валу. Нами (8) восточная граница Барсакельмесского прогиба намечена по вновь выявленному тектоническому элементу — Куаныш-Коскалинскому валу. Представляется, что расположенные восточнее этого вала субмеридиональные вытянутые тектонические элементы (Судочий и Куны-Ургенчский прогибы) являются крайними структурами Аральской глыбы.

Барсакельмесский прогиб сравнительно детально изучен сейсмо-разведкой КМПВ, которой здесь закартирована поверхность фундамента. По этой поверхности прогиб представляет собой сложно-построенную асимметричную отрицательную структуру с крутым северным и пологим южным крыльями. В целом прогиб имеет округло-четырёхугольную форму с общими размерами 150×150 км и площадью 21 тыс. км². Глубина залегания фундамента в основном колеблется от 4 до 8 км, что обусловлено преимущественно изменением мощности доюрских отложений. В наиболее погруженной части прогиба мощность доюрских отложений составляет 3,5—4,0 км, юрских — 1,6—1,8 км, меловых — 1,8—1,9 км, палеогеновых — 0,6—0,7 км, неогеновых — 0,1 км. По поверхности фундамента здесь обособляются крупные положительные и отрицательные структуры. Большинство известных локальных структур чехла приурочено к зонам поднятий, а в погруженных зонах, особенно в их центральных частях, дислоцированность юрско-кайнозойских образований чрезвычайно слаба, и амплитуды редких локальных поднятий составляют первые десятки метров.

Строение Барсакельмесского прогиба наиболее детально изучено по верхнеюрским и вышележащим образованиям платформенного чехла. Глубина залегания верхнеюрских отложений варьирует в пределах 1,8—2,6 км. Область максимального погружения верхнеюрских отложений, абсолютная отметка которых достигает — 3,0—2,5 км, расположена в северной части прогиба. Осевая часть прогиба по поверхности юрских образований имеет дугообразную форму, обращенную выпуклостью на север.

Все борта Барсакельмесского прогиба, кроме западного, осложнены разломами и флексурно-разрывными зонами. На юге — это региональный разлом, ограничивающий Центрально-Устюртское поднятие, на севере — флексурная зона, протягивающаяся в широтном направлении вдоль южного склона Теренгдук-Харойского вала, на востоке — флексурно-разрывная зона, контролирующая Куаныш-Коскалинский вал. Западный борт прогиба характеризуется относительно пологим моноклинальным подъемом в сторону Байчагыр-Яркимбайского выступа.

По кровле меловых и палеогеновых отложений структурный облик прогиба в целом сохраняется, но область наибольшего прогибания смещается последовательно в южном направлении. В юрском периоде в область интенсивного прогибания вовлекается западная и юго-западная части Барсакельмесского прогиба. Установлено максимальное увеличение мощности юрских, особенно средне-нижне-юрских, образований на Агынской и Курлукской площадях до 1300—1400 м, против 950—1000 м в районе Аламбексай, Коскалинской и Куанышской структур. В палеогеновый период происходит смещение области максимального прогибания к востоку, а на Курлукской площади мощность палеогеновых осадков составляет всего 39 м. Таким образом, сочетание и наложение разновозрастных колебательных движений определило весьма сложные очертания тектонических элементов Барсакельмесского прогиба по различным структурным поверхностям. Этим, по-види-

тому, следует объяснить значительные несоответствия в рельефе поверхности фундамента и платформенного чехла. Если крупные положительные структуры, выделяемые по поверхности фундамента, слабо отображены в образованиях мезозой-кайнозой, то депрессионные зоны, как правило, сnivelированы доюрскими отложениями ПСЭ и не выражены в платформенном чехле.

Самая северная отрицательная соподчиненная структура Барсакельмесского прогиба — Кульбайская (Кульбайско-Аторбайская) мульда, амплитуда которой по поверхности фундамента составляет 2 км. Она расположена в северной части прогиба, в зоне между Байчагыр-Яркимбайским выступом и Теренгкудук-Харойским валом. Простирается ее субширотное, протяженность 80 км. В западной части мульды, где абсолютная отметка фундамента достигает 8 км, ширина ее составляет 45 км. В пределах Кульбайской мульды наблюдаются максимальные мощности доюрских и мезозойских платформенных образований. В центральной части мульды мощность отложений ПСЭ достигает 4 км, юрских — 1,7 км, меловых — 1,9 км, а палеогеновых — лишь 0,3 км. По кровле юрских образований Кульбайская мульда четко не выражена и представляет собой небольшую седловину субширотного простираения. Абсолютная отметка кровли юры в центральной части ее составляет — 2250 м. По кровле меловых и палеогеновых отложений Кульбайской мульде соответствует северо-западная бортовая часть Барсакельмесского прогиба. Таким образом, Кульбайская мульда является типичной погребенной отрицательной структурой ПСЭ, не отраженной в строении платформенного чехла. В районе Кульбайской мульды падение верхнеюрских образований в среднем менее 1°, меловых — 3°. Небольшая глубина залегания кровли юрских отложений связана с общим значительным сокращением мощностей палеогена.

Восточная часть Кульбайской мульды ранее выделялась под названием Аторбайской, она характеризуется северо-западным простираением. По кровле юрских образований Аторбайская мульда ниже Кульбайской на 100 м, а по кровле мела — на 250 м, по фундаменту — выше на 1000 м.

В южной части Барсакельмесского прогиба по поверхности фундамента четко выделяется Алланская депрессия, имеющая субширотное простираение. Протяженность ее 150 км, ширина 25—30 км. Депрессия характеризуется несколько асимметричным строением, с крутым южным и пологим северным бортами. Ось депрессии прижата к южному борту Барсакельмесского прогиба. Глубина залегания поверхности фундамента в ее осевой части достигает 7 км, а к юго-востоку и северо-западу уменьшается до 5 км. В разрезе присутствуют доюрские образования мощностью более 1,5—2,0 км, которые полностью нивелируют сложный рельеф фундамента, благодаря чему по юрским и более молодым образованиям чехла депрессия не отмечается (рис. 3, А). Здесь по различным структурным поверхностям платформенного чехла установлен моноклиальный подъем (по юрским отложениям до 1000 м) в сторону Центрально-Устюртской системы дислокации с резким сокращением мощности юрских, меловых и палеогеновых образований вплоть до полного выклинивания к югу.

Во внутренних районах Барсакельмесского прогиба по поверхности фундамента обособляются два погребенных поднятия: Агыинское и Картпайтское.

Агыинское поднятие расположено в центральной части прогиба, южнее Кульбайской мульды. По поверхности фундамента его размеры 35×20 км, амплитуда более 500 м. В сводовой части поднятия глубина залегания фундамента оценена в 4,5 км. По кровле юрских отложений Агыинскому поднятию соответствует пологая структурная терраса, осложненная небольшими малоамплитудными локальными складками.

Картпайтское поднятие предварительно намечается по материалам КМПВ последних лет и переинтерпретации ранее полученных данных.

Оно протягивается на 125 км при ширине 30 км по поверхности фундамента вдоль всего Барсакельмесского прогиба, отделяясь от его юж-

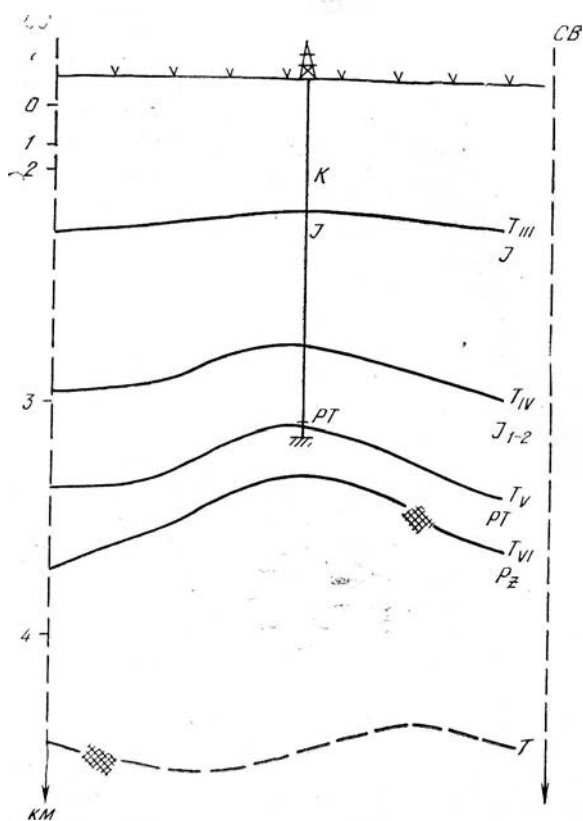
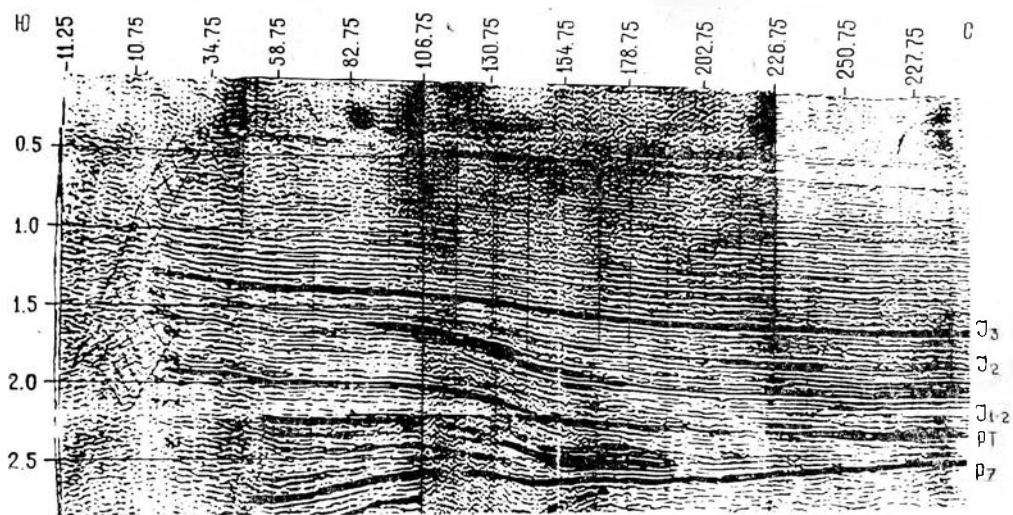


Рис. 3. Сейсмогеологические разрезы Северного Устьюрта.

А — временный разрез 12-кратного ОГТ в южной части Барсакельмесского прогиба (участок Акманказган). В левой части отчетливо видно увеличение мощности досреднеюрских отложений в приразломной ступени вблизи Центрально-Устьюртской системы дислокаций. Б — сейсмогеологический разрез по профилю 7 через поднятие Куаныш.

ного борта Алланским прогибом. Поднятие плосковершинное с крутыми флексуровидными северным и, особенно, южным бортами. Германотипный облик поднятия подчеркивает его платообразная сводовая часть, имеющая изометричные контуры, практически совпадающие с бортами

шора Барса-Кельмес. Здесь отметки фундамента составляют менее 4 км. Длинная плоская северо-западная периклиналь с отметками фундамента около — 4,5 км протягивается через весь прогиб до подножия Байчагыр-Яркимбайского выступа. Это поднятие также относится к классу погребенных и никак не отражается в поведении кровли юры, которая моноклинально погружается здесь к северо-востоку.

В восточной бортовой части Барсакельмесского прогиба выделяется Куаныш-Коскалинский вал, в южной части которого палеозойские образования вскрыты на глубине 3136 м. По поверхности фундамента вал характеризуется субмеридиональным простиранием. Западный склон и центральная часть выступа фундамента осложнены тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Амплитуда нарушения по поверхности фундамента 300 м, по юре — 50—60 м, по меловым и палеоген-неогеновым образованиям оно выражено флексурой. К северу от Коскалинского выступа по поверхности фундамента изогипсой — 4500 м оконтурено еще одно поднятие — Куанышское, ориентированное в северо-западном направлении. Размеры его 20×15 км, амплитуда около 300 м. Смещение поднятия по фундаменту намечается по профилю КМПВ (рис. 35) и материалам высокоточной гравиметрической съемки.

Коскалинский выступ и Куанышское поднятие размещаются на единой меридиональной оси, формируя вдольбортовую приподнятую зону в восточной части Барсакельмесского прогиба. По кровле юрских отложений эти поднятия также объединяются в одну структурную зону, ранее нами названную **Куаныш-Коскалинским валообразным поднятием** (8), разделяющую Барсакельмесский и Судочий прогибы. Общие размеры Куаныш-Коскалинского вала составляют 90×25 км. Мощность доюрских образований здесь изменяется от 1,0—1,5 км на севере до полного выклинивания на Коскалинской площади. Рассматриваемый вал осложняет зону самого глубокого в пределах Барсакельмесского прогиба погружения кровли юры, достигающего 2,5 км. Однако в пределах вала мощность юрских отложений резко сокращена и не превышает 0,9—1,1 км. Мощность меловых и палеогеновых отложений соответственно составляет 1,4—1,7 км и 0,4—1,55 км.

Куаныш-Коскалинский вал асимметричен, западное крыло круче восточного. Амплитуда вала вкрест простирания по кровле юрских образований достигает 200—250 м. Ось вала в районе Каракудукской площади испытывает небольшое прогибание шарнира, в обе стороны от которого наблюдается тенденция к общему воздыманию. Вал имеет вид седловины в зоне меридионального сочленения поднятий Центрально-Устьюртской и Актумсукской систем дислокации по меридиану и Барсакельмесского с Судочным прогибом по широте. Куаныш-Коскалинский вал наиболее хорошо изучен глубоким бурением. Здесь выявлена и детально изучена цепочка локальных поднятий. Развитые в пределах Куаныш-Коскалинского вала локальные антиклинали характеризуются нечетко выраженными перекиналиями вплоть до полного раскрытия их по мел-палеогеновым образованиям в сторону Центрально-Устьюртской и Актумсукской систем поднятий. Размеры и амплитуды локальных поднятий существенно изменяются в различных частях вала; в центральной части, где ось вала испытывает погружение, развиты сравнительно пологие складки небольших размеров; с продвижением на север и юг фиксируются сравнительно крупные высокоамплитудные складки.

Таким образом, Барсакельмесский прогиб, наиболее полно изученный сейсмическими съемками ОГТ и глубоким бурением, характеризуется следующими специфическими особенностями тектонического строения и развития.

1. В пределах прогиба практически нет дислокаций, которые обнаруживают сквозное или унаследованное развитие и однотипно выражаются по поверхности фундамента, по кровле ПСЭ и горизон-

там платформенного чехла. Все относительно крупные мульды поверхности фундамента сnivelированы комплексами ПСЭ и по горизонтам чехла отображаются как моноклинали, являясь полностью погребенными дислокациями. Поднятия поверхности фундамента также четко не отображаются по горизонтам чехла и поверхности ПСЭ. Единственное исключение — линейный меридиональный Куаныш-Коскалинский вал, который является пограничной зоной и, видимо, контролируется дизъюнктивными нарушениями. Этот вал состоит из двух полувалов, оси которых с севера и юга погружаются навстречу друг другу.

2. По периферии прогиба развиты зоны интенсивных поднятий поверхности фундамента с амплитудой в несколько километров. Обрамляющие периферийные зоны активно развивались в период накопления ПСЭ и платформенного чехла. Однако не только во внутренних, но и в прибортовых зонах Барсакельмесского прогиба практически нет интенсивных высокоамплитудных пликативных или разрывных дислокаций по юрским и более высоким горизонтам. Это свидетельствует, во-первых, о высокой жесткости и монолитности земной коры в пределах Барсакельмесского прогиба, не подвергавшейся расколам и блоковым перемещениям; во-вторых, об отсутствии проявлений надвигообразования со стороны обрамляющих приподнятых зон и о доминирующей роли в становлении их современного облика вертикальных движений; в-третьих, об отсутствии в составе осадочного чехла и ПСЭ Барсакельмесского прогиба мощных глинистых или соленосных толщ, способных формировать навешанные складки в связи с развитием криптодиapiroвых явлений.

3. В Барсакельмесском прогибе по поверхности фундамента намечается вытянутость пликативных дислокаций параллельно бортам с развитием изометричных форм во внутренней части прогиба.

4. Общий изометричный облик Барсакельмесского прогиба, обрамленного с севера, востока и юга флексурно-разрывными зонами, хорошо согласуется с его внутренней монолитностью и позволяет думать, что в его основании располагается массив древней консолидации фундамента.

Байчагыр-Яркимбайское поднятие (свод) — крупный положительный элемент Барсакельмес-Арстановского геоблока, ограничивающий Барсакельмесский прогиб с запада. В плане оно треугольной формы, его южная, наиболее поднятая часть, протягивается на 120 км вблизи Центрально-Устюртского разлома. В вершине поднятия поверхность фундамента залегает на глубине около 3 км, но вблизи разлома располагается узкий (5—10 км шириной) приразломный прогиб с погружением фундамента до 4,0—4,5 км. За исключением этих осложнений на большей части поднятия поверхность фундамента и всех вышележащих горизонтов моноклиналино погружается к северу на протяжении около 100 км вплоть до северного ограничения геоблока. Общее погружение поверхности фундамента составляет 3,5 км (от 3 до 6,5 км), поверхности ПСЭ — 2,0 км, (от 1,5 до 3,5 км), кровли юры — 1,1 км (от 1,1 до 2,2 км). Площадь поднятия около 7 тыс. км², по своей массивной конфигурации, незначительности структурных осложнений он довольно близок к Барсакельмесскому прогибу.

Шольтауское поднятие располагается в самой западной части Барсакельмес-Арстановского геоблока и по особенностям строения весьма похоже на Байчагыр-Яркимбайское, но значительно меньше его по размерам (130×50 км) и площади (около 3 тыс. км²). Вершина поднятия размещается непосредственно у Токубайского разлома (местное название участка Центрально-Устюртского линеамента), а моноклиналиное погружение к северу поверхности фундамента и вышележащих горизонтов при ширине моноклинали 50 км, происходит примерно с тем же градиентом, что и на Байчагыр-Яркимбайском поднятии.

Арстановская ступень представляет собой обширную моноклираль (150×110 км, площадь около 8 тыс. км²), в пределах которой поверхность фундамента погружается к северу. Эта ступень вычленена в западной части Барсакельмес-Арстановского геоблока Шольтауским и Байчагыр-Яркимбайским поднятиями. Если поднятия имеют форму сужающихся к северу треугольников, то Арстановская ступень имеет форму треугольника, сужающегося к югу. Такая конфигурация рассматриваемых структур позволяет думать, что в фундаменте они разделены разломами, однако, по данным КМПВ, в рельефе фундамента эти разломы не трассируются. По поверхности фундамента Арстановская ступень опущена ниже среднего уровня днища Барсакельмесского прогиба, но заметно выше прилегающих с севера Байнеуского и Самского прогибов. На большей части ступени фундамент залегает на глубинах 6,5—8,0 км с общим медленным погружением к северу. Поверхность ПСЭ погружается здесь более выразительно, от 1,7 до 3,5 км.

В южной части ступени по поверхности фундамента выделяются Западно-Каратюлейское поднятие и Каратюлейская мульда амплитудой около 1 км, которые не выражены по поверхности ПСЭ. Здесь по отражающему реперу в кровле ПСЭ фиксируется широкая моноклираль, охватывающая в равной мере всю южную часть Барсакельмес-Арстановского геоблока. В северной части Арстановской ступени по поверхности ПСЭ намечается группа локальных поднятий (Арстановская, Уялинская и др.), которые практически не отображены по фундаменту, но прослежены в платформенном чехле. Амплитуда перечисленных структур по поверхности ПСЭ превышает 100 м и довольно быстро растет с глубиной. Указанные структуры имеют изометричную или слегка вытянутую широтную форму.

Актымсукская система дислокаций—самая крупная положительная структура Северо-Устьюртской впадины, выделена А. Л. Яншиным. Ее тектоническая природа длительное время остается предметом дискуссий. С юга, севера и запада она граничит с Барсакельмесским, Косбулакским и Самским прогибами, а на востоке протягивается по акватории Аральского моря до Арало-Кызылкумского вала. Эта система дислокаций занимает площадь около 10 тыс. км² и вытянута широтно на 200 км, а по меридиану в центральной части имеет ширину 70 км. Границы системы дислокаций проходят по разломам. Южная граница протягивается практически прямолинейно, а северная имеет вид выпуклой к северу дуги, что придает всей системе дислокаций серповидный облик. Мощность всех секций разреза изменяется равномерно и плавно, постепенно увеличиваясь на склонах поднятия.

Актымсукская система дислокации (валов) четко выделяется по юрским и более молодым образованиям платформенного чехла, что способствовало ее раннему обнаружению и детальному изучению. В составе системы дислокации выделяются Теренгкудукский, Байтерекский и Кассарминский валы (8).

При сохранении общих характеристик зоны поднятий, ее особенности по разным структурным поверхностям вырисовываются весьма специфично, что наиболее четко отображается на структурных картах по поверхности фундамента, поверхности доюрских отложений и по кровле юры. По поверхности доюрских отложений Теренгкудукское, Байтерекское и Кассарминское поднятия объединяются в единый трехвершинный выступ, оконтуренный изогипсами от —2,1 до —2,3 км. По поверхности фундамента намечается два вала: Байтерек-Теренгкудукский и Кассарминский, разделенные узкой грабенсинклиналью. Южная граница всей системы намечается по региональному тектоническому нарушению, ограничивающему с юга Байтерекское поднятие. По платформенному чехлу выделена группа Харойских локальных поднятий, образующих совместно с Теренгкудукским еди-

ный тектонический элемент северо-западного простирания, получивший название Теренгкудук-Харойского вала. Кассарминское поднятие имеет четкую северо-западную вытянутость и линейный облик. На его северо-западном погружении обозначилась флексура северо-восточной ориентировки, обособливающая систему дислокаций от Самского прогиба.

Теренгкудук-Харойский вал — навешанная структура, выражен только в отложениях платформенного чехла и отделен от Барсакельмесского прогиба региональной флексурно-разрывной зоной. Вал имеет асимметричное строение с пологим северным и крутым южным крыльями и протягивается на 160 км при ширине 20—35 км. Простирание его изменяется от северо-западного на востоке до субширотного на западе. Глубина залегания поверхности юрских образований колеблется от 1500 до 2000 м.

Харойское поднятие состоит из трех локальных структур, расположенных кулисообразно относительно друг друга непосредственно к юго-востоку от Теренгкудукской структуры. В пределах восточной периклинали Теренгкудук-Харойского вала расположена Сарытекисская брахиантиклиналь, которая оконтурена по кровле юры изогипсой — 1800 м и имеет размеры 14×6 км. Простирание ее северо-западное, амплитуда по поверхности юрских отложений 25 м. По меловым и палеоген-неогеновым отложениям Сарытекисская складка представляет собой пологий структурный нос, раскрывающийся к северо-западу.

Байтерекский вал расположен в наиболее приподнятой части Актумсукской системы дислокаций и представляет собой крупный выступ фундамента, сохранивший тенденцию к воздыманию на протяжении длительного геологического развития. Особенно интенсивными были дифференциальные движения в пермо-триасовое время, о чем свидетельствует отсутствие отложений этого возраста в своде поднятия и небольшая их мощность на склонах (200—300 м). Простирание вала субширотное, размеры его 60×30 км. В сводовой части вала отметки поверхности фундамента составляют — 3,5 км, амплитуда его около 1,5 км. Байтерекский вал четко выражен по образованиям ПСЭ и платформенного чехла. В пределах его по юрским образованиям выделяются две локальные складки — Западно- и Восточно-Байтерекская.

К северу от Байтерекского вала располагается самый северный элемент Актумсукской системы дислокации — Кассарминский вал, имеющий отчетливое северо-западное простирание. С севера вал ограничен региональным тектоническим нарушением, выраженным в образованиях платформенного чехла флексурно-разрывной зоной. В гравитационном поле валу соответствует локальный максимум силы тяжести северо-западного простирания. Отличительная особенность строения Кассарминского вала — большие, чем в пределах описанных выше двух валов, мощности покровных образований, а также сравнительно слабая их дислоцированность.

Наиболее крупная положительная структура Кассарминского вала — одноименное поднятие, вытянутое с северо-запада на юго-восток на расстояние 50 км. По кровле юрских отложений поднятие оконтурено изогипсой — 1600 м и состоит из двух локальных структур — Турлыбайской и Кассарминской.

Кассарминская брахиантиклиналь имеет протяженность 27 км при ширине 10 км. Амплитуда ее по кровле юры составляет 200 м. Складка четко выражена по меловым и палеоген-неогеновым образованиям, а также в современном рельефе. Восточная часть Кассарминской структуры расположена на акватории Аральского моря и изучена морскими сейсморазведочными исследованиями МОВ.

Центрально-Мангышлакско-Устьюртская система поднятий поверхности фундамента протягивается прерывистой полосой

от района низовьев р. Амударьи до Каспийского моря на расстояние более 70 км. Отличительная особенность поднятий этой зоны — их отчетливая линейная вытянутость в запад-северо-западном направлении. Вероятным продолжением ее на востоке является хребет Султануиздаг. Зона поднятий отчетливо прослеживается на запад в восточной части Каспийского моря. Приуроченность этой системы дислокаций к крупнейшему глубинному разлому не вызывает сомнений, однако в составе рассматриваемой области намечается несколько генетически разнотипных линейных сооружений, крупнейшие из которых Центральное-Устюртское и Центральное-Мангышлакское поднятия. Эти поднятия на всем протяжении юрско-кайнозойского времени развивались как устойчиво положительные структурные элементы. Однако доюрское развитие рассматриваемых поднятий неоднотипно.

Центральное-Устюртское поднятие имеет сложное строение и разделяется на западный, больший, Карабаурский вал и восточный, меньший, Айбугирский, в сводах которых фундамент залегает соответственно на глубине 1000 и 300 м.

Указанные валы разделены Уринской седловиной, где фундамент погружен до глубины 2500 м. Западная часть Карабаурского вала, известная под названием Кокбахтинского поднятия, быстро погружается на северо-запад, отделяясь от Центрального-Мангышлакского и Шольтауского поднятий прогибами, где поверхность фундамента по сейсмическим данным погружена до глубины 5—6 км и более. Тем самым последние результаты геофизических работ со всей определенностью подтвердили, что Центральное-Устюртское поднятие не может быть продолжено через Шольтауское к Северо-Бузачинскому или объединено с Центральным-Мангышлакским. Карабаурский вал сочленяется с сооружениями Центрального Мангышлака кулисообразно, причем западное продолжение Карабаурского вала отклоняется к северу, а ось Центрально-Мангышлакских дислокаций — к югу, формируя известную Восточно-Мангышлакскую виргацию. Между складками Восточного Мангышлака и Карабаурским валом располагается восточное продолжение Южно-Бузачинского прогиба, иногда именуемое Байским прогибом. Айбугирский вал протягивается более чем на 100 км, отделяясь от Султануиздага и его западного продолжения Куня-Ургенчским прогибом с наименьшими глубинами залегания фундамента до 2,5—3,0 км.

Для Центрально-Устюртского поднятия типично отсутствие пород ПСЭ в разрезе в сводовых частях положительных структур. Устойчивое конседиментационное развитие этого поднятия, начиная со среднего палеозоя до настоящего времени, представляется вполне доказанным.

Обычно в состав Центрально-Устюртского поднятия включают Шорджинский выступ субмеридионального простирания. Эта структура имеет характер седловины, разделяя Ассакеауданский и Дарьялык-Дауданский прогибы и связывая Карабогазско-Центрально-Каракумскую зону поднятий с Центральным-Устюртским. Глубина залегания фундамента в осевой части Шорджинского выступа составляет 3 км и менее, быстро уменьшаясь к северу.

Центральное-Мангышлакское поднятие разделяется на Каратауский, Восточно-Мангышлакский сложные валы, Беке-Башкудукский вал и Чакрыганский прогиб, вытянутые в северо-западном направлении. На площади Центрального Мангышлака предел возможных глубин залегания фундамента с учетом возможных ошибок составляет 3,0—6,0 км (54, 58).

Пермо-триасовые породы Горного Мангышлака, включаемые нами в состав отложений ПСЭ, полностью экранируют поверхность фундамента под этой структурой. По нашему мнению, замеренные мощности пермо-триасовых пород, с одной стороны, вероятно, несколько завь-

шены, а с другой могут быть объяснены неравномерным прогибанием мелких блоков в период накопления пермо-триасовых отложений; суммарная амплитуда прогибания этих блоков отнюдь не характеризует общую величину прогибания данной специфической приразломной структуры и, конечно, не может быть отождествлена с современной глубиной залегания фундамента в Центральном Мангышлаке.

Таким образом, Центрально-Мангышлакская зона поднятий состоит из серии вытянутых в запад-северо-западном направлении структурных элементов с неглубоким залеганием фундамента, варьирующим от 3 до 6 км. В западной части этой зоны поднятий установлено значительное увеличение мощности и площадей развития пород перми и триаса.

Южно-Мангышлакская зона прогибов охватывает неширокую, сужающуюся к востоку полосу относительно погруженного залегания фундамента, ограниченную с севера Центрально-Мангышлакско-Устюртской, а с юга — Карабогаз-Центрально-Каракумской зонами поднятий. Южно-Мангышлакская зона прогибов на западе раскрывается в сторону Каспийского моря, а на востоке, сужаясь, отделена Шорджинским валом от Дарьялык-Дауданской впадины.

Южно-Мангышлакская зона прогибов отличается относительно простым строением и преобладанием широтно вытянутых структур фундамента, которые ступенчато погружаются с юга и севера к осевой линии зоны прогибов, где фундамент залегает на глубинах 7,0—9,5 км. В пределах Южно-Мангышлакской зоны прогибов выделяются три группы структур (47, 58).

1. Северная группа переходных структур объединяет Сегендыкскую моноклираль, Жетыбай-Узенскую, Кокумбайскую, Хоскудукскую и Шахпахтинскую ступени, разделенные субширотными разломами и флексурно-разрывными зонами. В пределах ступеней глубина залегания фундамента увеличивается с севера на юг, кроме того, отмечена тенденция к погружению поверхности фундамента с запада на восток в пределах Жетыбай-Узенской и Кокумбайской ступеней и с востока на запад в пределах Шахпахтинской и Хоскудукской ступеней. Указанные пары ступеней, примыкающие с юга соответственно к Центрально-Мангышлакскому и Центрально-Устюртскому поднятиям, разобщены виргацией антиклиналей Восточного Мангышлака и восточной периклиналию Южно-Бузачинского прогиба.

2. Центральная группа погруженных структур объединяет с запада на восток Сегендыкский прогиб, Карагинскую седловину, Восточно-Карагинскую и Молдабайскую мульды, Курганбай-Лагунное поднятие, Учкудук-Карынжарыкский и Ассакеауданский прогибы. Сегендыкский прогиб в пределах суши представляет собой сравнительно небольшой полуовал (50×35 км), слегка вытянутый в субширотном направлении. Глубина залегания фундамента в пределах Сегендыкского прогиба резко изменяется от 7 км в центральной части до 5 км на юго-восточном борту. Карагинская седловина имеет вид неширокой перемычки, вытянутой в северо-восточном направлении. Размеры перемычки по изогипсе — 5 км — 30×10 км.

Юго-восточнее Карагинской седловины располагается крупный погруженный участок центральной группы структур, который ранее рассматривался нами как Жазгурлинский прогиб. По результатам последующих более детальных работ здесь выделяются Восточно-Карагинская и Молдабайская мульды. Обе мульды оконтуриваются изогипсой — 6,5 км, а их размеры по оконтуривающей изогипсе составляют 40×20 км и 45×15 км соответственно. Восточно-Карагинская мульда вытянута субширотно, а Молдабайская имеет субмеридиональное простираение.

Курганбай-Лагунное поднятие — крупный асимметричный выступ фундамента размером 45×26 км, по замкнутой изогипсе — 6,0 км.

В плане Курганбай-Лагунное поднятие имеет вид треугольника. В своде глубина залегания фундамента составляет 5,1—5,2 км. Амплитуда поднятия по замкнутой изогипсе достигает 800—900 м, а относительно смежных с ним мульд и депрессий — свыше 1500 м. От соседних более погруженных структурных элементов Курганбай-Лагунное поднятие отделяется протяженными устойчивыми по амплитуде флексурами поверхности фундамента с углами падения, достигающими 6—7°.

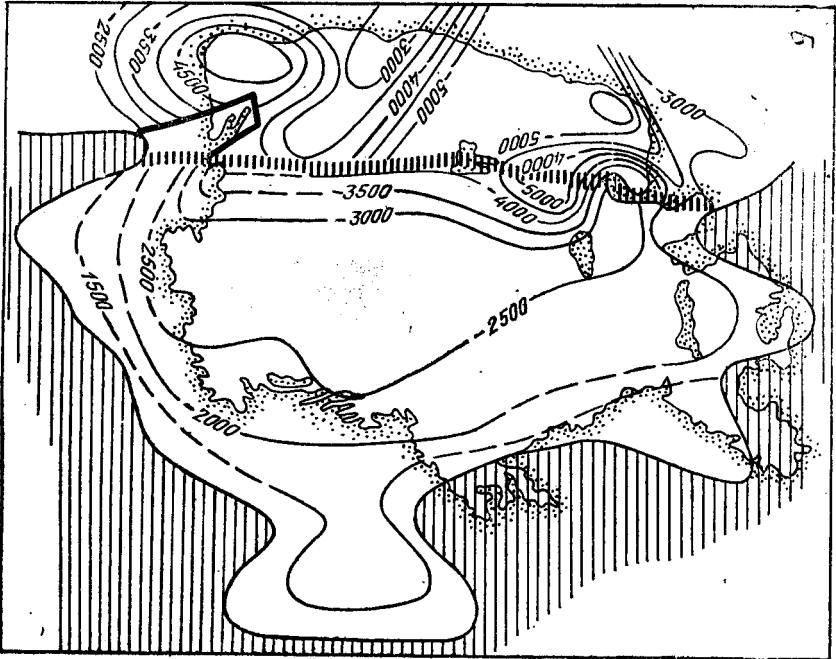
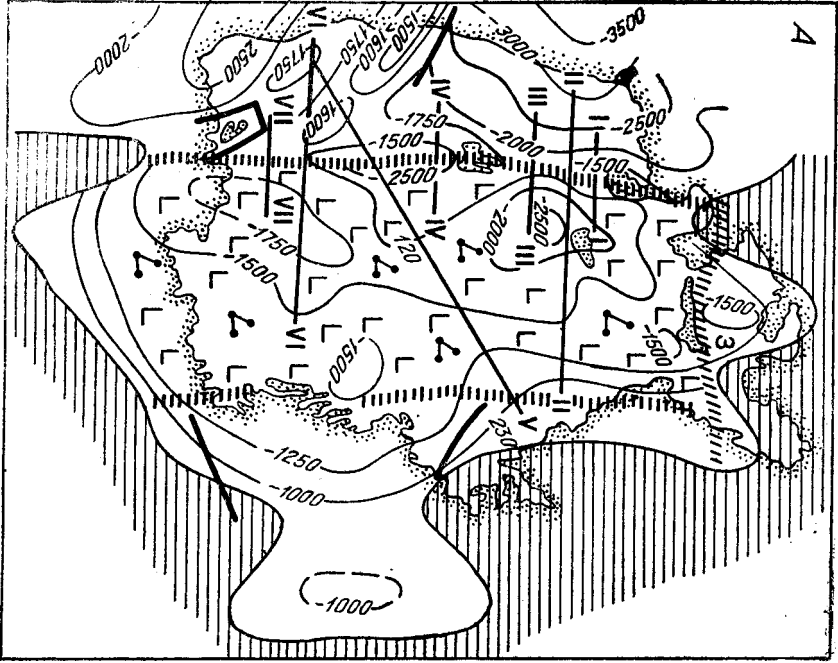
Учкудук-Карынжарыкский прогиб изучен сравнительно редкой сетью сейсмических профилей. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что прогиб — самый крупный, наиболее погруженный структурный элемент из всех, выделяемых на полуострове Мангышлак. Его северный и южный борта крутые, оборванные субширотными региональными нарушениями, северо-западный борт пологий. Ось прогиба вытянута в широтном направлении. По поверхности фундамента размеры прогиба 200×115 км, глубина залегания фундамента в осевых участках — 9,5 км и более.

Курганбай-Лагунное поднятие и Учкудук-Карынжарыкский прогиб сочленяются по вытянутой в северо-восточном направлении Фетисовской флекуре, приуроченной, по-видимому, к крупному разлому, разделяющему обширные блоки. Можно предположить, что именно этот разлом обусловил крутое погружение фундамента, а его продолжение контролирует поворот южных частей Восточно-Мангышлакских дислокаций.

Некоторые исследователи предполагают, что Карынжарыкское поднятие меловых отложений отражает существование крупного вала по поверхности фундамента, связывающего Восточно-Мангышлакские дислокации с Туаркырским поднятием. По данным КМПВ, полученным на профилях, расположенных вкрест простирания Карынжарыкского поднятия, здесь установлено погружение поверхности фундамента до 8 км и более, что исключает какую-нибудь непосредственную структурную связь между Туаркырским и Восточно-Мангышлакским поднятиями. В свете современных данных о поведении поверхности фундамента, не могут быть приняты и представления о продолжении Восточно-Мангышлакских поднятий на юго-восток, на соединение с дислокациями Капланкыр-Кумсебенской зоны. В этом направлении по совокупности геофизических данных могут быть протрассированы отдельные разломы, которые, однако, не контролируют заметных поднятий поверхности фундамента на всем протяжении.

К востоку от Учкудук-Карынжарыкского прогиба, осевая часть которого отличается относительно изометричными контурами, вытягивается грабенообразный Ассакеауданский прогиб. Ограничивающие его разломы имеют по поверхности фундамента амплитуду 500—700 м. Грабен вытянут широтно, примерно на 200 км при ширине 30—50 км, сужается к востоку, в этом же направлении поверхность фундамента воздымается до 5—7 км. Ассакеауданский прогиб может рассматриваться и как восточная периклинальная зона Учкудук-Карынжарыкского, но отличие морфологии, в частности, наличие центрального грабена, является его специфической особенностью и предопределяет целесообразность обособления в самостоятельный структурный элемент.

Таким образом, структурные формы северной группы переходных структур и центральной группы погруженных существенно отличаются друг от друга. В северной группе переходных структур отмечается общая их северо-западная и субширотная вытянутость, а в центральной группе погруженных структур тектонические элементы не имеют единого простирания, отличаются относительно изометричными формами и отделяются друг от друга сравнительно пологими флексурами и седловинами.



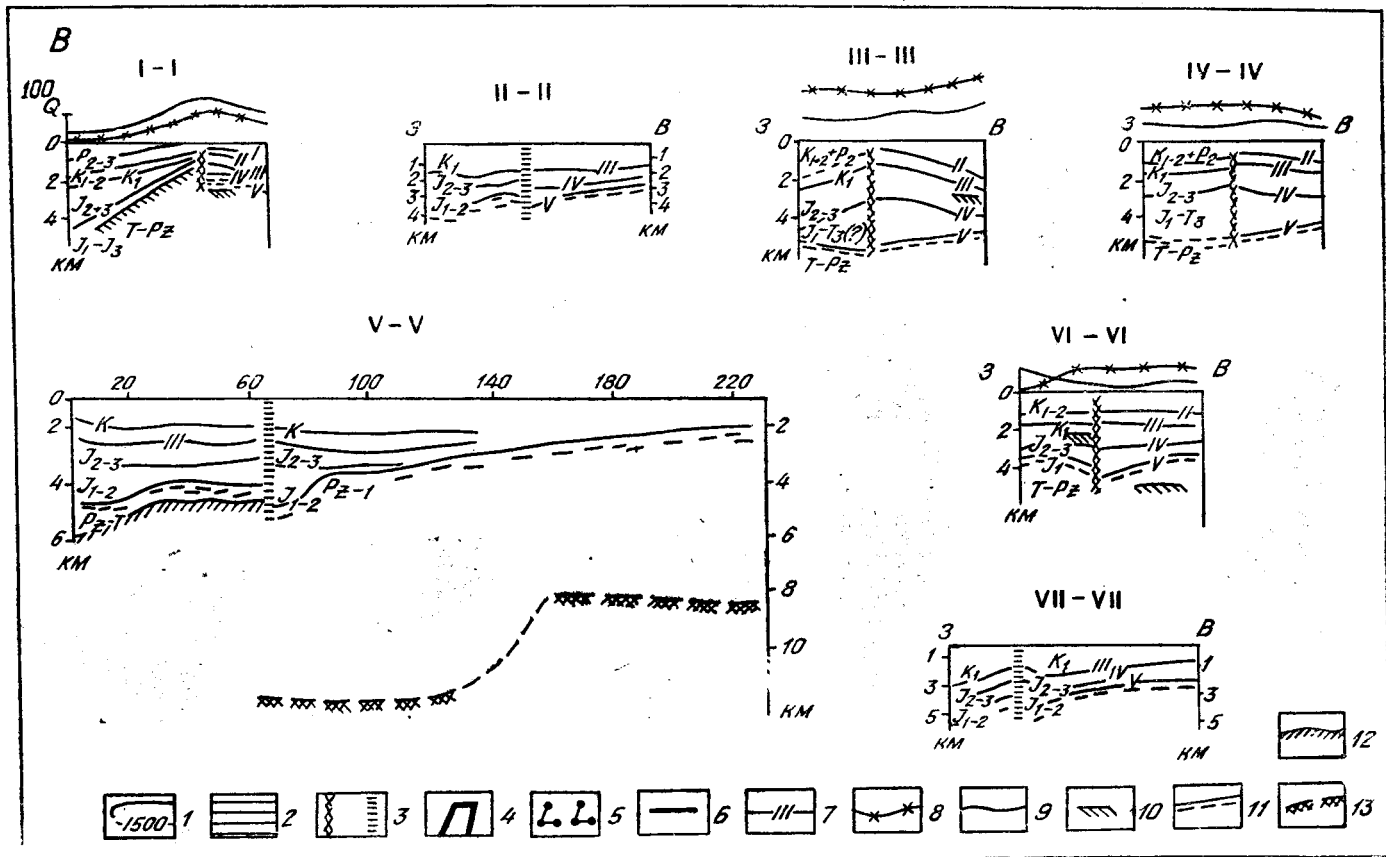


Рис. 4. Результаты сейсмических исследований на акватории Аральского моря (по 54, 59, 78, 82 с исправлениями). А — структурная карта по поверхности юры (III опорный отражающий горизонт). Б — структурная карта по подошве юры (V опорный отражающий горизонт). В — сейсмогеологические профили по акватории Аральского моря вкост Арало-Кызылкумского глубинного разлома. 1 — изогипсы, 2 — области современного отсутствия юрских отложений, 3 — глубинные разломы, 4 — прочие разломы, 5 — Центрально-аральская глыба с вероятной мафической земной корой, 6 — профили ОГТ (профиль V-V соответствует профилю КМПВ Арал 1), схематизированные разрезы которых приведены на рис. 4В, 7 — опорные отражающие горизонты, 8 — график ΔT , 9 — график Δg , 10 — верхние крошки магнитовозмущающих масс, 11 — поверхность слабодисцированных триас-палеозойских отложений Γ СЭ, 12 — поверхность салического фундамента $V = 5,8-6,2$ км/с, 13 — поверхность мафического фундамента $V = 6,5-7,1$ км/с (по А. И. Пилипенко).

3. Южная группа переходных структур намечается четко по ряду сечений профилями КМПВ и ОГТ. Общее для всех структур второго порядка этой группы — региональный подъем поверхности фундамента с севера на юг. Наиболее надежно здесь выделяются Песчаномыско-Ракушечное поднятие, Киндерлинская, Биринжикская, Тасаюкская, Гокленкуинская и Узункуинская ступени.

Песчаномыско-Ракушечное поднятие изучено сейсморазведкой КМПВ, ОГТ и бурением. Свод поднятия находится в прибрежной зоне Каспия, где глубина залегания фундамента не превышает 4 км. В отличие от всех периферийных ступеней, сочленение поднятия с прилегающими бортами погруженных структур происходит по пологой флекуре, где углы падения поверхности фундамента не превышают 5—8°. В пределах поднятия глубина залегания фундамента изменяется от 3,5 км на своде до 5 км на периферии. Поднятие в плане имеет неправильную форму. Его морфология и границы в пределах моря могут быть намечены лишь ориентировочно по данным гравиметрии и сейсморазведки ОГТ.

Киндерлинская ступень вытянута в запад-северо-западном направлении и отделяет Карабогазский свод от Учкудук-Карынжарынского прогиба. Она имеет ширину 30—50 км, длина изученной части 140 км. С севера и юга ступень ограничена разломами с амплитудой в несколько сотен метров. Продольным нарушением с амплитудой более 1 км Киндерлинская ступень разделена на две части. В северной части глубина залегания фундамента изменяется от 5,5 до 7,0 км. Южная, относительно поднятая часть, отделяется от Карабогазского свода незначительным нарушением. Глубина залегания фундамента неизменно уменьшается к югу до 4,2—2,5 км.

Биринжикская, Гокленкуинская и Узункуинская ступени располагаются в слабо исследованном по поверхности фундамента и сложно-построенном районе, где сочленяются широтно вытянутые Каранжарык-Учкудукский и Ассакеауданский прогибы с Туаркыр-Капланкырской системой дислокаций. Здесь преобладают вытянутые в северо-западном направлении и изомерные структурные элементы, причем районирование поверхности фундамента, изученной редкими профилями КМПВ, продолжает оставаться неоднозначным. Глубина его залегания составляет 3—5 км при общем погружении к северу. Биринжикская ступень располагается к юго-востоку от Учкудук-Карынжарыкского прогиба, а Узункуинская и Гокленкуинская ступени — к югу от Ассакеауданского. Гокленкуинская ступень более поднята и располагается к юго-востоку от Узункуинской. В пределах этих структур существенно сокращена мощность палеогеновых, а в Гокленкуинской ступени — и верхнемеловых отложений, в то же время юрские и пермо-триасовые отложения здесь имеют значительную мощность. Для района ступеней характерны неоднократные малоамплитудные перестройки структурных планов, однако общая широтная вытянутость и погружение к северу поверхности фундамента, по-видимому, оставались неизменной особенностью развития этой территории.

К востоку и северо-востоку от Северо-Устюртской впадины размещаются структуры Северо-Западного Приаралья и Араломорской впадины, которые также входят в состав северо-западной части Туранской плиты. Строение этих зон имеет важное значение для понимания современного тектонического облика и истории развития Арало-Каспийского региона.

Араломорская впадина изучена в 70-х годах сейсмическими исследованиями ОГТ и профилем КМПВ. Результаты частично освещены в публикациях Н. Я. Кунина, А. И. Пилипенко, А. А. Урсова, К. М. Бабенко, О. Д. Корсакова и др. (54, 59, 78, 82). В современном строении акватории Аральского моря по поверхности фундамента выделяется погребенная впадина древнего заложения, выполненная

породами палеозой-триаса, рэт-лейаса и юры. Глубина залегания фундамента во внутренней части Аральского моря составляет 8—10 км и более, а к северному, юго-восточному и восточному побережью уменьшается до 1,5—3,0 км (рис. 4). При тектоническом районировании фундамента в пределах большей части акватории выделена Центрально-Аральская глыба, отделенная от смежных глыб субмеридиональными Арало-Кызылкумским, Восточно-Аральским и субширотным Куланды-Джусалинским глубинными разломами. В южной части акватории и побережья не выделены какие-либо системы субширотных разломов, по которым могло быть намечено южное ограничение рассматриваемого блока земной коры.

Важный вопрос тектоники Араломорской впадины — строение Арало-Кызылкумского вала, которое ранее интерпретировалось как отображение унаследованного антиклинория уралид, что служило основанием для причисления всей акватории Арала к зоне герцинского фундамента. Геофизические исследования показывают, что через акваторию Аральского моря по линии Куланды-Муйнак протягивается глубинный разлом, видимо, древнего заложения, принадлежащий системе Урало-Оманского линеамента и являющийся Западным шовным ограничением Центрально-Аральской глыбы. Приразломные дислокации развивались очень сложно. Наиболее выразительными структурами, формировавшимися в зоне разлома, были триасово-раннеюрский прогиб и кайнозойский Арало-Кызылкумский вал.

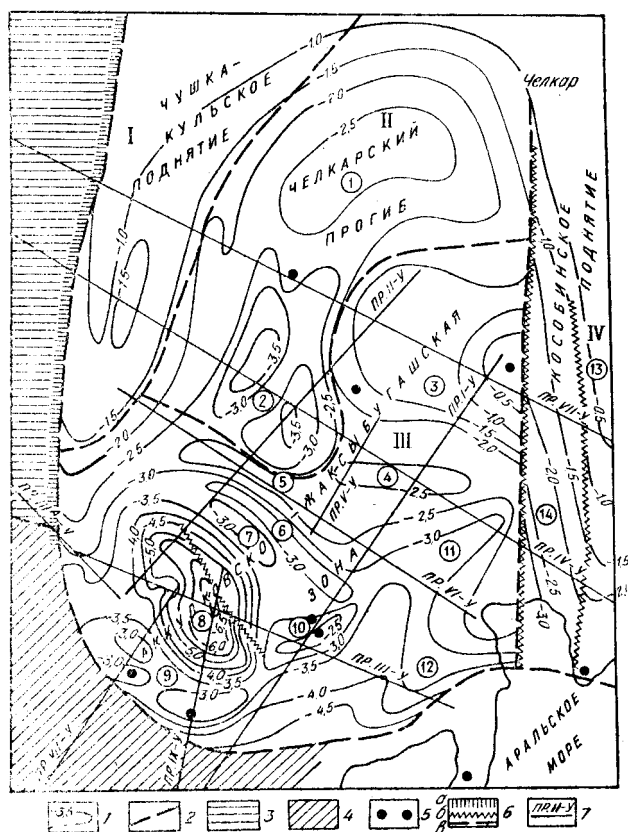
Морская часть Арало-Кызылкумского вала обладает специфическим строением и представления об унаследованном характере вала не подтверждаются результатами морской сейсморазведки ОГТ и КМПВ. Современному Арало-Кызылкумскому валу на акватории Аральского моря и Муйнакскому поднятию в Южном Приаралье по меловым и кайнозойским отложениям отвечает прогиб поверхности триасово-верхнепалеозойских отложений и поверхности фундамента. К западу от глубинного разлома располагаются восточная центриклинали Косбулакского прогиба и восточная периклинали Актумсукской системы дислокаций, принадлежащие к широтно вытянутым тектоническим элементам Устюрта, рассмотренным выше.

Сам Арало-Кызылкумский вал и продолжающее его к югу Муйнакское поднятие, Судочий прогиб, размещенный к юго-западной части акватории и Юго-Западном Приаралье, Центрально-Аральская глыба, а также Куныш-Ургенский прогиб принадлежат системе меридионально вытянутых структурных элементов, протягивающихся в качестве ансамбля блоков древнего заложения и длительного развития через всю Туранскую плиту.

Судочий прогиб относится к наименее изученным районам на суше. С севера, юга и востока он ограничен зонами приподнятого залегания фундамента — Актумсукской и Центрально-Устюртской системами дислокаций и Арало-Кызылкумским валом. На западе Куныш-Коскалинский вал отделяет Судочий прогиб от Барсакельмесского. Площадь Судочьего прогиба составляет 9 тыс. км², т. е. он значительно меньше всех вышерассмотренных прогибов Северного Устюрта. Если все рассмотренные выше структуры отличались прямым соответствием знаков дислокаций и аномалий силы тяжести, то Судочий прогиб принадлежит совершенно иной генерации тектонических структур. В гравитационном поле прогиб выражен максимумом силы тяжести, т. е. соотношение между знаками пликвативной дислокации и аномалиями силы тяжести здесь обратное.

Магнитное поле в пределах Судочьего прогиба также характеризуется положительными значениями напряженности. Таким образом, в этом районе характер гравитационного и магнитного полей не отражает рельеф фундамента и, по-видимому, в значительной степени обусловлен его внутренним строением.

Судя по материалам электроразведочных исследований МТЗ, МТП, ЗСМ и ЗС, двух профилей КМПВ, глубина залегания поверхности фундамента в наиболее погруженной части прогиба оценивается на суше в 4—5 км, а на акватории по профилю КМПВ Арал I (V—V на рис. 4, А) установлены глубины 5—6 км. На суше в южной части прогиба разрез доюрских и юрских отложений сокращен и соответственно составляет 600—700 и 1000—1200 м. Однако мощности меловых и палеогеновых образований здесь резко возрастают и достигают 1700—1800 и 500—600 м. В северной части прогиба, в пределах акватории обратная картина — установлено резкое увеличение мощности



юрских и доюрских отложений, уменьшены мощности меловых и кайнозойских. В южной части на суше по кровле юрских образований Судочий прогиб выделяется четко, а по меловым и палеогеновым образованиям имеет асимметричное строение с пологим западным и более крутым восточным бортами. Вместе с тем несмотря на значительные изменения глубин залегания меловых и палеогеновых отложений, здесь не выявлены сколь-нибудь крупные локальные структуры. В северной морской части, близ Кабанбайского поднятия, прогиб построен иначе, здесь у него более крутое западное и пологое восточное крылья. Значительные площади в мелкоморье и на побережье в Судочьем прогибе остаются не изученными.

В пределах Центрально-Аральской глыбы по кровле юры выделяются Южно-Аральский и Кельмесский прогибы, разделенные Центрально-Аральской седловиной. Эти структуры на западе примыкают к Арало-Кызылкумскому валу. Характерно, что до недавнего времени в центральной части Аральского моря выделялся Центрально-Аральский свод, который намечался на основании крупной положительной аномалии силы тяжести. Сейсмическими исследованиями установлено, что по отложениям ПСЭ и по поверхности фундамента этому макси-

муму отвечает прогиб. Поверхность фундамента, по оценкам А. И. Пилипенко, на профиле КМПВ Арал-1 располагается на глубине около 12 км и характеризуется граничной скоростью 6,5—7,1 км/с, что свидетельствует о развитии в фундаменте основных и ультраосновных пород.

Такой состав фундамента Центрально-Аральской глыбы хорошо согласуется с высоким уровнем повышенного гравитационного поля, которое прослеживается к югу вплоть до хребта Султануиздаг, где широко распространены породы основного и ультраосновного состава. Это дало основание А. В. Пейве (1969), В. С. Буртману и др. (1974),

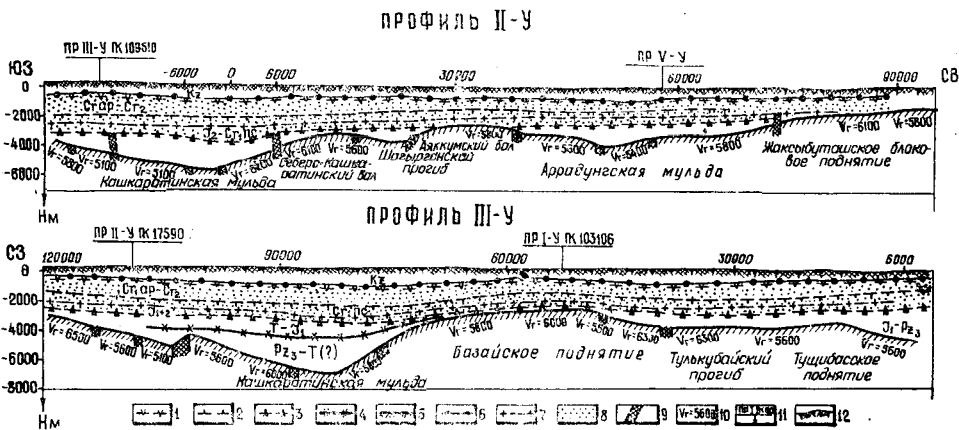


Рис. 5. Материалы к тектонике Северо-Западного Приаралья (по Н. Я. Кунину, Р. Б. Сапожникову).

А — схемы рельефа поверхности фундамента: 1 — изогипсы, 2 — границы различных тектонических единиц, 3 — Прикаспийская впадина, 4 — Косбулакский прогиб Северного Устюрта, 5 — скважины, вскрывшие породы палеозоя, 6 — крупные разломы выраженные резкими уступами в рельефе фундамента (а — амплитудой более 5 км, б — более 1 км, в — разломно-флексурные зоны), 7 — профили КМПВ и их номера. Цифры в кружках — структуры третьего порядка: 1 — Кургангузская мульда, 2 — Аралунгская мульда, 3 — Жаксыбуташское блоковое поднятие, 4 — Северо-Аяккумский прогиб, 5 — Аяккумский вал, 6 — Шагырлинский прогиб, 7 — Северо-Кашкарттинское поднятие, 8 — Кашкарттинская мульда, 9 — Аккулковское поднятие, 10 — Базайское поднятие, 11 — Тулькубайский прогиб, 12 — Тушубасское поднятие, 13 — Шамышкольское поднятие, 14 — Прижерлелеская грабен-синклиналь. Б — типичные сейсмогеологические разрезы Северо-Западного Приаралья по профилям КМПВ. Преломляющие границы: 1 — с граничной скоростью 3,1—3,6 км/с, вблизи кровли мела, 2 — с граничной скоростью 3,4—3,6 км/с вблизи кровли неокома, 3 — с граничной скоростью 4,4—4,6 км/с вблизи кровли нижней юры, 4 — с граничной скоростью 4,5—5,2 км/с в отложениях ПСЭ, 5 — от поверхности фундамента, 6 — 1 опорный отражающий горизонт, 7 — III опорный отражающий горизонт, 8 — преимущественно терригенная толща отложений средней юры — мела, 9 — зоны разломов, 10 — значения граничной скорости, м/с, 11 — пересечения профилей, 12 — дневная поверхность.

а также С. С. Шульцу мл. считать земную кору Султануиздага океанической.

Нам представляется, что высокоскоростной фундамент, развитый на всей или значительной части площади Аральской глыбы, маркируется положительными аномалиями Δg на юг и прослеживается до хребта Султануиздаг. Последний, видимо, необходимо рассматривать как пришовную складчатую структуру вдоль южной границы Центрально-Аральской глыбы, в зоне пересечения широтных глубинных разломов Припятско-Мангышлак-Гиссарской свиты с системой субмеридиональных дизъюнктивных дислокаций Урало-Оманского линеймента. Сама Центрально-Аральская глыба преимущественно имеет земную кору мафического состава, тем самым резко отличаясь от Барсакельмес-Арстановского блока, структур Северного и Восточного Приаралья, где граничные скорости по поверхности фундамента составляют, как правило, 5,7—6,3 км/с.

К северу от Косбулакского прогиба, отделяясь от него широтным разломом, размещаются структуры Северо-Западного Приаралья, сравнительно хорошо изученные геофизическими исследованиями и бурением (рис. 5). Глубина залегания поверхности фунда-

мента в Северо-Западном Приаралье варьирует от 0,2 до 7,0 км, а в смежных с запада и юга структурах Прикаспийской и Северо-Устьюртской впадин фундамент располагается на глубинах 8—10 км (60, 63).

По отношению к названным структурам Северо-Западное Приаралье имеет относительно поднятое залегание поверхности фундамента. По сравнению со смежными с севера и востока территориями, фундамент Северо-Западного Приаралья относительно опущен. Здесь устанавливаются черты субмеридиональной и субширотной зональности и общее погружение на юг.

В рельефе поверхности фундамента выделяются четыре крупные зоны структур: Чушкакульское поднятие, Челкарский прогиб, Кособинское поднятие и Аккулковско-Жаксыбуташская зона изомерных и субширотных структур.

Чушкакульское поднятие расположено на непосредственном продолжении главного хребта Мугоджар. Оно вытянуто субмеридионально и отклоняется на юго-запад. Поднятие имеет форму клина, сужающегося к югу. В этом же направлении ось поднятия погружается до 2,5—3 км, причем резкое погружение отмечается в южной части, вблизи границы с Косбулакским прогибом. Западный борт поднятия крутой и линейный, а юго-восточный — пологий и осложнен небольшими выступами и впадинами.

Челкарский прогиб, выделенный по поверхности фундамента, вытянут в субмеридиональном направлении и протягивается на юго-запад от широты Челкар на 140—150 км при ширине 45—50 км. На севере ширина прогиба возрастает до 90 км. В прогибе, вдоль его оси, выделены две, вытянутые согласно общему простиранию, мульды: Кургантузская и Аррадунгская. Кургантузская мульда имеет простое строение и глубину залегания фундамента до 2,5 км. Аррадунгская характеризуется сложным внутренним строением. Она разделена седловиной на два небольших прогиба, поверхность фундамента которых погружена до глубины 3,9—4,1 км. Челкарский прогиб с востока сочленяется со смежными поднятиями по разлому. Его западная граница с Чушкакульским поднятием проходит примерно по изогипсе поверхности фундамента — 2 км. Границы Челкарского прогиба на юге проведены по смене простираний структурных форм поверхности фундамента.

С юга к Челкарскому прогибу примыкает Аккулковско-Жаксыбуташская зона изомерных и субширотных структур, которая отличается сложной морфологией поверхности фундамента. В ее пределах выделяются брахиформные структуры второго порядка, вытянутые субширотно в северо-западном и северо-восточном направлениях: Жаксыбуташское поднятие, Северо-Аяккумский прогиб, Аяккумский вал, Шагыранский прогиб, Северо-Кашкаратинское поднятие, Кашкаратинская мульда, Аккулковское поднятие, Базайское поднятие, Тюлькубасский прогиб и Тушибасское поднятие.

Крупное изомерное блоковое Жаксыбуташское поднятие по поверхности фундамента выделено на широте горы Алагуз, между Челкарским прогибом и Жерлепесским разломом. Поднятие характеризуется пологим широким сводом с глубиной залегания поверхности фундамента от 1200 до 1700 м, осложненным в восточной части резким выступом амплитудой до 750 м, соответствующим ядру Алагузской антиклинали. Размеры Жаксыбуташского блока в широтном сечении порядка 60 км, в долготном — до 40 км. С востока Жаксыбуташский блок ограничен Жерлепесским разломом, амплитуда которого по поверхности фундамента достигает 2000 м. По палеогеновым отложениям амплитуда Жерлепесского разлома приближается к 450 м. Амплитуда разломов южного и западного ограничений Жаксыбуташского блока равна 500—700 м. Северное ограничение сейсморазведкой не изучено. К югу от Жаксыбуташского поднятия расположена об-

ласть ступенчатого погружения поверхности фундамента. Здесь выделен Северо-Аяккумский субширотный прогиб с глубиной залегания поверхности фундамента до 3,0 км.

На широте пос. Аяккум, через все Северо-Западное Приаралье, от Чушкакульского поднятия на западе до Жерлепесского разлома на востоке протягивается узкий субширотно вытянутый Аяккумский вал. Ширина вала не превышает 8—12 км при протяженности свыше 130 км. Амплитуда вала составляет 200—300 м. Глубина залегания поверхности фундамента в пределах вала колеблется от 2400 до 2700 м.

В Северо-Западном Приаралье выделена глубоко погруженная Кашкаратинская мульда, которая со всех сторон окружена относительно поднятыми структурами. Эта мульда имеет довольно сложное строение. Ее центральная часть и борта осложнены тектоническими нарушениями и локальными поднятиями. По северо-восточному борту проходит крупное тектоническое нарушение, амплитуда которого от центра к бортам уменьшается от 1,5 до 0,6—0,7 км. Ось мульды вытянута в северо-западном направлении. Амплитуда прогибания относительно окаймляющих поднятий достигает 400 м.

Вдоль юго-западной границы Северо-Западного Приаралья протягивается крупное Аккулковское поднятие, южный склон которого переходит в северо-восточный борт Косбулакского прогиба. Аккулковское поднятие включает ряд локальных структур (Кызылойская, Безводная, Аккулковская), осложняющих его свод. Амплитуда поднятия относительно центральной части Кашкаратинской мульды достигает 400 м. Поверхность фундамента в сводах локальных структур отмечается на глубине 2900 м.

Северо-Кашкаратинский вал и Кашкаратинская мульда на юго-востоке ограничены Базайским поднятием северо-восточного простирания, которое может рассматриваться и как продолжение Аккулковского поднятия. Протяженность Базайского поднятия составляет 45—50 км при ширине 10—12 км. По его оси выделены локальные антиклинали с амплитудой до 150—200 м, разделенные седловинами. В сводах отдельных антиклиналей глубина залегания поверхности фундамента не превышает 2700 м. В юго-восточной части Аккулковско-Жаксыбуташской зоны расположены Тюлькубасский прогиб и Тушибасское поднятие, вытянутые в северо-восточном направлении. В осевой части Тюлькубасский прогиб имеет глубину залегания поверхности фундамента 3,5—4,1 км, а по оси сопряженного с ним Тушибасского поднятия отметки поверхности фундамента составляют минус 2,1—3,5 км. Оси этих структур плавно погружаются к юго-западу.

К востоку от Жерлепесского разлома, который схематично выделен от района Челкара до побережья Аральского моря, по поверхности фундамента в пределах рассматриваемой площади располагается крупное Кособинское поднятие, ось которого резко погружается к югу южнее широты Жаксыбуташи. В северной части поднятия поверхность фундамента залегает на глубине менее 1000 м, причем вдоль оси поднятия отметки фундамента не превышают —600 м. В южной части Кособинское поднятие расчленяется на две структуры второго порядка: западную — Прижерлепесскую грабен-синклиналь и восточную — Шамышкольское поднятие. На северном берегу Аральского моря глубины залегания фундамента в осевых частях этих структур соответственно составляют 3000 и 2000 м. Названные структуры и другие локальные складки поверхности фундамента на Кособинском поднятии имеют отчетливую субмеридиональную вытянутость.

Фундамент на территории Северо-Западного Приаралья разбит многочисленными нарушениями на отдельные блоки. Большинство нарушений характеризуется уступами поверхности фундамента амплитудой в первые сотни метров и не отображено на карте изогипс с се-

чением 500 м. В то же время блоковая тектоника поверхности фундамента отчетливо отображена на разрезах (рис. 6). В Северо-Западном Приаралье недислоцированные отложения платформенного чехла представлены, главным образом, низкоскоростными, преимущественно терригенными породами мезозой-кайнозоя.

Наиболее контрастные структуры отличаются устойчивостью знаков тектонических движений в период накопления мезозой-кайнозой-

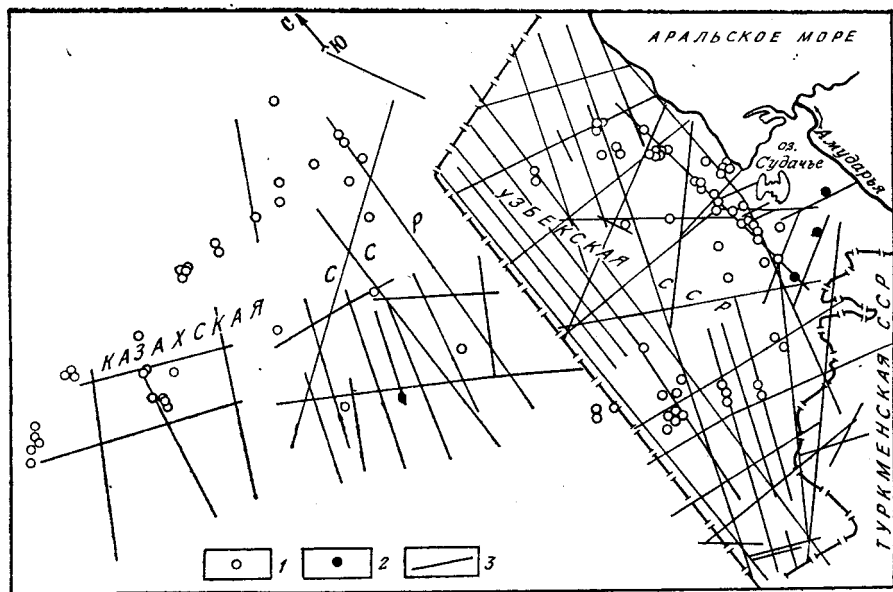


Рис. 6. Схема размещения скважин, вскрывших досреднеюрские отложения на Северном Устурте.
1 — скважины, вскрывшие породы фундамента, 2 — скважины, оставленные в породах промежуточного структурного этажа, 3 — профили КМПВ.

ского осадочного покрова, что особенно характерно для Чушкакульского поднятия, Челкарского прогиба, северной части Кособинского поднятия, Жаксыбуташского и Аккулковского поднятий и Кашкаратинской мульды.

В опущенных зонах наблюдается устойчивое накопление нижне-мезозойских и, возможно, пермо-триасовых отложений. На поднятиях осадки этого возраста не отмечаются. Наиболее своеобразна Кашкаратинская мульда, выполненная по сейсмическим данным спокойноталагающими досреднеюрскими осадками мощностью более 3,5 км. В их состав, по-видимому, входят нижне-мезозойские и палеозойские недислоцированные отложения, сходные с выполнением Косбулакского прогиба. Мощность этих отложений резко сокращается на крыльях мульды, вплоть до полного выклинивания. Мощность пород предположительно рэт-лейасового комплекса в центральной части мульды составляет 1000—1200 м и быстро уменьшается на ее восточном склоне.

Общее четкое сокращение мощности нижних горизонтов мезозоя отмечается на поднятиях. В пределах Аяккумского вала почти полностью отсутствуют отложения рэт-лейасовой серии, а осадки верхней юры, мощность которых невелика (до первых сотен метров), ложатся на эрозионную поверхность фундамента. Отложения рэт-лейасового комплекса не выделяются в наиболее приподнятых сводовых частях Базайского и Аккулковского поднятий, а мощность верхне-среднеюрских осадков здесь также понижается до первых сотен метров. В Жаксыбуташском блоке сокращается мощность мезозой-кайнозойских осадков, вплоть до обнажения в своде Алагузской антиклинали меловых пород: здесь отсутствуют рэт-лейасовые отложения.

В ряде случаев отмечается существенное несоответствие структурных планов палеогена и поверхности фундамента. Так, Джиланский синклиорий по осадкам мезозой-кайнозоя располагается над Шамыш-кольским поднятием по поверхности фундамента. В то же время Прижерлепеская грабен-синклиналия по поверхности фундамента не отображается в распределении мощностей и структурах меловых и кайнозойских отложений.

Легко видеть, что особенности тектоники фундамента Северо-Западного Приаралья во многом весьма сходны с тектоникой Барсакельмес-Арстановского геоблока. По-видимому, оба эти жестких массива земной коры создавали некоторую раму и ограничивали зоны относительно мобильного развития погружения уралид и депрессионных зон Каспийской системы прогибов. Характерно, что в Северо-Западном Приаралье положительные структурные элементы имеют клиновидную форму, сужаясь к югу. В Барсакельмес-Арстановском геоблоке, напротив, Байчагыр-Яркимбайское и Шольтауское поднятия отличаются сужением и погружением оси к северу. В пределах рассматриваемых жестких массивов и Аральской глыбы структуры надфундаментного разреза отличаются значительными перестройками, установлены погребенные палеозойские, пермо-триасовые и юрские дислокации, особенно характерные для прогибов.

В то же время относительно устойчиво погружается Каспийско-Аральская широтная система прогибов, в пределах которой особенно четко выражен Косбулакский прогиб, ограниченный с севера системой ступеней, а с юга — валами Актумсукской системы дислокаций.

Указанное строение Косбулакского прогиба позволяет думать, что в его основании располагается древнее рифтогенное сооружение, заложенное ранее уралид. Характерно, что меридиональные дизъюнктивные дислокации на продолжении уралид пересекают северо-запад Туранской плиты только в акватории Аральского моря.

Таким образом, Арало-Каспийский регион отличается сложным внутренним строением. В его составе четко видны жесткие изометричные элементы и линейные приразломные структуры субширотной и субмеридиональной ориентировки. В развитии этих сооружений намечаются как черты устойчивости, так и признаки структурных перестроек. История геологического развития Арало-Каспийского региона во многом еще не изучена, чем, видимо, обусловлены сравнительно скромные успехи нефтегазопроисловых работ в его восточной части.

ДОСРЕДНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ВСКРЫТЫЕ СКВАЖИНАМИ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Материалы бурения о доюрских разрезах Туранской плиты накапливаются быстро, но неравномерно. За последние годы новая информация получена в основном по впадинам и их склонам, где проводились интенсивные поиски месторождений нефти и газа. В составе досреднеюрских разрезов вскрыты разновозрастные отложения, датируемые от глубокого докембрия до рэт-лейасовых отложений, относимые к фундаменту и ПСЭ. Полученная информация служит основой для разработки представлений о тектонике и нефтегазоперспективности указанных комплексов.

Породы фундамента

Породы фундамента вскрыты глубоким бурением в Северо-Западном Приаралье, в осевой части Центрально-Устюртского поднятия, на склонах, примыкающих к нему с севера поднятий, и на южном борту Южно-Мангышлакской системы прогибов. Породы фундамента охарактеризованы В. С. Князевым и др. (50), А. М. Акрамходжаевым и др. (3, 76), Р. Г. Гарецким (26) и др.

Породы фундамента представлены в основном метаморфическими образованиями от амфиболитовой до мусковит-хлоритовой фации. На нескольких площадях вскрыты интрузивные породы — на Оймашинском поднятии Песчаномыско-Ракушечного свода, на северных склонах Карабогазского свода (на площадях Бирбас, Букбаш, Южный Алымурун-Джанаорпа), на Сары-Камышском выступе и на юго-восточном борту Судочьего прогиба. Абсолютный возраст интрузивных пород определялся калий-аргоновым методом, который, как известно, характеризует время последней тектоно-магматической активизации. Во всех случаях интрузивные породы представлены гранитами, которые вскрыты на площадях Оймаша (скв. Г-9 интервал 3788—3910 м, скважина Г-12, интервал 3680—3930); Южный Аламурун в Северном Прикарабогазье (скв. Г-1, интервал 2778—2839) и др., Курганская (скв. Г-1 в интервале 2320—2434 м) и Раушан, опорной скважиной (интервал 3162—3262) в Южном Приаралье. Калий-аргоновый метод, по данным В. С. Князева и др., для гранитов Карабогазья позволил оценить возраст в диапазоне 278—440 млн. лет, последние оценки (79, 80) оймашинских гранитов дали значения 320—430 млн. лет. По скв. 1 Курганская абсолютный возраст гранитов оценен в 330 млн. лет. Опорная скважина Раушан в Южном Приаралье вскрыла граниты, абсолютный возраст которых 240 млн. лет.

Среди метаморфических пород фундамента намечается четыре возрастные группы: раннепротерозойская, рифейская, раннепалеозойская и среднепалеозойская. Раннепротерозойские или архей-протерозойские образования, перекрытые рифейскими, вскрыты скв. Г-1, Г-2, Г-3 на площади Тамды и скв. П-1 и Г-3 на площади Букбаш, установлены только в Северном Прикарабогазье. Они представлены ортогнейсами, сформировавшимися за счет гранита. Рифейские амфиболиты, кристаллические и метаморфические сланцы обнаружены во всех регионах, где вскрыт фундамент: в Юго-Западном Приаралье на площади Коскала скв. 1 (интервал 3138—3270), а также на площади Мончаклы скв. 1 (интервал 2844—3211), в Северо-Западном Приаралье на скв. Кызылойской Г-1 (2565—2803 м), Базайской Г-16 (2785—2950 м), на площади Оймаша на Южном Мангышлаке в скв. Г-9 (3588—3788 м), и в скв. Г-1 (3640—4250 м), Г-15, Г-12 в Северном Прикарабогазье на площадях Южный Аламурун, скв. Г-1 (2580—2778 м) и Г-2, на площади Джанаорпа — скв. Г-4, Г-5, Г-7, на площади Тамды скв. Г-1 (2769—3149 м) и др. Сланцы весьма разнообразные, но в них преобладают кварц-хлорит-графит-слюды-полевые шпаты с выделениями граната, эпидота и др. Все рифейские сланцы характеризуются метаморфизмом биотитовой-эпидот-амфиболовой фаций.

Иной состав имеют образования фундамента на Центрально-Устюртском поднятии. На площади Айбугир в скв. 146 в интервале 206—305 м установлены сланцы, чередующиеся с рассланцованными грубозернистыми отложениями. В скв. 93, 94, 95 на этом поднятии, вскрывших фундамент на 3 м каждая, известны только сланцы. Породы отличаются высокой плотностью (2,77—2,84 г/см³) и аналогичны по составу с породами беспанской свиты Центральных Кызылкумов. На западном погружении Айбугир в скв. 206 (интервал 786—816 м, забой), на площади Кохбахты, в своде Карабаурского поднятия, в скв. Г-1 в интервале 1045—1075 м (забой) вскрыты мраморизованные доломиты и доломитизированные известняки. Аналогичные отложения в Центральных Кызылкумах известны в составе тасказганской свиты. По современным представлениям (37), тасказганская и беспанская свиты относятся к позднему рифею.

К рифейским отложениям относятся зеленые амфиболитовые сланцы в интервале 2434—2440 м (абсолютный возраст 585 ± 25 млн. лет) площади Курганчик и др. на Южном Устюрте, а также, по-видимому,

сланцевые толщи на площади Шорджа (скв. 49). Раннепалеозойские и среднепалеозойские отложения фундамента предположительно выделяются в разрезах глубоких скважин только в Северо-Западном Приаралье, а в других районах Арало-Каспийского региона неизвестны. Раннепалеозойские толщи вскрыты в скв. Сорбулакская Г-1 (интервал 1224—1380) и Аккулковская Г-2 (интервал 2694—3004, забой), где они представлены углисто-серицитовыми сланцами с дайками базальтов.

Среднепалеозойские отложения вскрыты только на Базайской площади в скв. Г-11 (2581—2884, забой) и в скв. Г-16 (2667—2785), где перекрывают амфиболиты рифея. Эти образования представлены метаморфизованными грубозернистыми отложениями. Их возраст оценен по литологическому сходству с разрезами Урала (29). Учитывая явное отличие фундамента Северо-Западного Приаралья от уралид, оценка возраста этих пород, да и отнесение их к фундаменту представляется обоснованным и принимается предварительно.

Несмотря на неполноту информации, нельзя не обратить внимание на особенности состава фундамента по южным и северным ограничениям Каспийско-Аральской системы прогибов. В южных регионах, как к северу, так и к югу от Центрально-Устюртского разлома, в строении фундамента широко участвуют граниты при незначительных проявлениях основного магматизма. Судя по геофизическим данным, особенно значительна роль гранитов по южному обрамлению Южно-Мангышлак-Устюртской системы прогибов. Здесь фундамент имеет отчетливо салический состав. В Северо-Западном Приаралье в строении фундамента, напротив, распространены проявления основного магматизма при малом участии гранитоидов. Поэтому этот регион вместе с Уралом очевидно, следует относить к областям салическо-фемического состава фундамента.

Разрезы девонско-пермских отложений. Девонские, каменноугольные и раннепермские отложения на рассматриваемой территории формируют самый глубокий из известных комплексов промежуточного структурного этажа, особенности распространения, мощность и тектоника которого во многом неясны. Эти комплексы развиты под относительно изученными толщами поздней перми—триаса—ранней юры, однако, на изученных площадях ареалы развития комплексов девона—ранней перми и поздней перми—ранней юры не совпадают.

Разрезы девон-раннепермских отложений вскрыты в двух зонах. Первая из них — Южно-Эмбенско-Бузачинская, по северо-восточному обрамлению Арало-Каспийского региона. Вторая — обширная область к югу от Каспийско-Аральской системы прогибов. Здесь доверхнепермские отложения вскрыты на Южном Мангышлаке, на Южном Устюрте, в Судочьем прогибе и Южном Приаралье, в Барсакельмесской впадине и Актумской системе дислокаций.

Разрезы Южно-Эмбенско-Бузачинской зоны. Девонские отложения — самые древние вскрытые здесь толщи при глубине бурения порядка 5500 м. Отложения верхнего девона ранее были вскрыты скважинами 10 и 11 Жанасу, 7 Туресай в составе франского и фаменского ярусов. Отложения франского яруса сложены толщей терригенных и карбонатных пород, содержащих алевритистые глины, алевриты с прослоями песчаников и известняков. Фаменские отложения в скв. 10 Жанасу отличаются от одновозрастных пород скв. 11 тем, что в терригенной толще здесь основное место занимают конгломераты, гравелиты и гравийные песчаники. Мощность девонских отложений, вскрытых в Южно-Эмбенских глубоких скважинах, составляет, по В. С. Днепрову (1962), 1730 м, и эти породы лишены следов метаморфизма. По заключению Р. Г. Гарецкого, грубозернистые толщи девона относятся к граувякковой геосинклинальной залаирской формации. Однако низкие пластовые скорости по данным сейсмокаротажа (4,0 км/с), и низкие плотности (2,40—2,57 г/см³), которые не превы-

шают обычные для таких глубин параметры юрских пород, свидетельствуют об отсутствии регионального метаморфизма и не согласуются с заключением о геосинклинальной природе этих отложений. Поэтому мы их рассматриваем, как и вышележащие осадки, в составе слабодислоцированного комплекса палеозойских пород Южно-Эмбенского поднятия.

Большой интерес представляют девонские разрезы новых глубоких скважин Северный Мынсуалмас 1-П и 2-П, пробуренных в осевой части Южно-Эмбенского поднятия, практически на его устьютском склоне, скважин Г-3 и Г-5 на Каратонском поднятии и других скважин этого района, где поисковое бурение проводится до глубин 5500 м. В скв. 1-П Северный Мынсуалмас вскрыта наибольшая мощность франских отложений (695 м). В интервале 4165—4500 м установлены переслаивающиеся аргиллиты с карбонатными и песчанистыми пластами. В интервале 3805—4165 преобладают доломиты с включением ангидритов, доломитизированные известняки. Породы имеют серую окраску и, по-видимому, накапливались в морском полуизолированном бассейне, но морская фауна в них не обнаружена.

Фаменские отложения (сероцветная аргиллитовая толща внизу и аргиллиты, переслаивающиеся с песчано-алевролитовыми разностями вверху) были вскрыты на скв. Жанасу 11 в интервале 2070—2475 м. Здесь и в смежных скважинах обнаружена довольно многочисленная морская фауна. В скв. 1-П фаменский разрез вскрыт непосредственно под юрой в интервале 2401—3806 м и представлен сероцветными терригенными отложениями, а в скв. 2-П в аналогичном разрезе усиливается роль аргиллитов. Литологические особенности пород позволяют предполагать их глубоководный, турбидитный генезис. На Каратонском поднятии в скв. Г-3 (5128—5506 м) и Г-5 (5107—5518) вскрыты органогенные известняки фамена с отдельными пластами доломитов. Во всех вскрытых новых разрезах девонские отложения отличаются субгоризонтальным залеганием и отсутствием проявлений метаморфизма.

Каменноугольные отложения выявлены бурением лишь на северо-западном склоне Южно-Эмбенского поднятия, где представлены в бортовых зонах карбонатами, сменяющимися вкрест палеосклона на северо-запад некомпенсированными фациями и терригенными отложениями. Карбонатные толщи нижнего карбона мощностью 1129 м вскрыты в скв. Г-3 и Г-5 Каратона, а также отдельные скважинами на площадях Южная, Тенгиз, Пустынная, Юго-Западное Тажигали. На Южной площади в скв. Г-2 выше нижнекаменноугольных карбонатов (пройдены в интервале 4610—5506, забой), в интервале 3970—4610 м вскрыты известняки башкирского и московского ярусов S_2 .

На своде Южно-Эмбенского поднятия под отложениями юры в скв. Г-10 и Г-11 Жанасу вскрыты маломощные сероцветные терригенные отложения турне, залегающие согласно на верхнедевонских. Мощные разрезы терригенного нижнего карбона (до 1700 м в скв. 1-П Тортай) вскрыты на площадях Терескен, Туресай, Тортай, Табынай, Кумшеты, Молодежная, Биикжал. Нижнекаменноугольные отложения с перерывом перекрываются отложениями башкирского (Южная, Биикжал) или московского яруса (Туресай, Тортай, Молодежная), артинско-ассельским (Каратон, Пустынная, Тенгиз) или непосредственно юрой (Туресай, Жанасу). Любопытно, что нигде бурением не установлено перекрытие нижнекаменноугольных отложений кунгурской соленосной толщей.

Среднекаменноугольные отложения (только московский ярус) в карбонатных органогенных фациях выявлены на Сарыкуме (Г-1, интервал 2516—3090, забой), Южно-Молодежная (1-П, интервал 2710—3210); Туресай (Г-3, 2253—2736 м), а также на Южной площади. Терригенные морские разрезы S_2 вскрыты на Торгае, Молодежной,

Кумшеты П-6, Юго-Западном Улькентюбе П-2. Отложения S_2 обычно согласно перекрываются верхнекаменноугольными породами за исключением площадей Южная и Биикжал, где на среднекаменноугольных толщах с перерывом залегают ассельские или артинские терригенные глинистые отложения P_1 .

Верхнекаменноугольные отложения, представленные маломощными (до 160 м) разрезами из терригенных и карбонатных пластов, вскрыты на Сарыкуме, Туресае, Южно-Молодежной, Кумшеты, Тортае, Табынае, Юго-Западном Улькентюбе. Нерасчлененные (по данным КазНИГРИ) каменноугольные сероцветные отложения вскрыты в последние годы в скв. Г-7 на Северо-Бузачинской площади (2539—3500 м, забой) и 1-П Северный Каламкас (2520—4128 м, забой). В скв. Г-7 породы слабо дислоцированы и представлены преимущественно сероцветными аргиллитами и карбонатами. В скв. 1-П породы дислоцированы и делятся на две толщи: нижнюю аргиллитовую, с многочисленными дайками андезитовых порфиритов мощностью 1150 м и верхнюю, видимо, средневерхнекаменноугольную, сложенную переслаивающимися известняками и аргиллитами мощностью около 450 м.

Венчают разрез докунгурского палеозоя этой зоны нижнепермские сероцветные терригенные отложения и известняки ассельского, сакмарского и артинских ярусов, хорошо известные в Прикаспийской впадине, где они обычно перекрываются соленосным кунгуром. В последние годы нижнепермские мощные разрезы изучены в скв. Г-7 и 1-П на полуострове Бузачи. Здесь в интервале 1957—2539 м вскрыта карбонатно-аргиллитовая сероцветная толща ассельского яруса. В скв. Г-7 они перекрываются красноцветными базальными конгломератами, условно датируемыми нижним триасом. В скв. 1-П верхняя граница ассельских отложений намечается на подошве сероцветно-аргиллитовой толщи, отнесенной предположительно к артинскому ярусу (интервал 1755—1924 м). Выше с размывом залегают песчано-аргиллитовая сероцветная толща (интервал 1200—1755 м) с прослоями ангидритизированных мергелей. Наиболее вероятный возраст этой толщи кунгур — ранний триас. По заключению ВНИГНИ (45), разрез в интервале глубин 1977—3500 м Северо-Бузачинской скважины следует выделять в специфическую северо-бузачинскую свиту и датировать ранней пермью — карбоном (?).

В связи с анализируемым ниже вопросом о возможности распространения пермского соленосного бассейна на Северном Устюрте важно отметить, что при разработке варианта стратиграфической схемы пермо-триасовых отложений региона В. В. Липатова и Ю. А. Волож (93) выделяют в качестве специфической каржанбасской свиты, распространенной повсеместно на полуострове Бузачи и сопоставляемой с верхней пермью, породы в интервале 3794—4002 м разреза скв. 1-П Сев. Каламкас, представленные сильно уплотненными алевролитами с прослоями песчаников, окрашенных в серые, темно-серые и коричневые тона. Эта свита, по мнению указанных авторов, вскрыта также в скв. Г-1, Г-2, Г-3 на структуре Каржанбас и особенно четко выделяется по высоким значениям пластовой скорости, достигающей величин 5,9 км/с (скв. П-2 Каламкас), 6,2—6,4 км/с (скв. Г-2 Каржанбас) и 6,8 км/с (скв. 1-П) и высокими электросопротивлениями по электрокаротажу, составляющими в среднем около 400 Ом. м.

Возрастной аналог этой толщи В. В. Липатова и Ю. А. Волож усматривают в чумыштинской свите розовато-серых песчаников, характеризующихся $V_T = 5,3$ км/с, вскрытой на площади Чумышты наибольшей мощностью 1100 м. По нашему мнению, в качестве возрастного аналога этой толщи могут быть приняты сероцветные разрезы, вскрытые в скв. 1 Зап. Торлун (1450—2555 м), в скв. 1 Кырын и скв. 1, 2, 3 Токубай на Шольтауском поднятии, тяготеющие к бортовым зонам Южно-Бузачинского прогиба. Здесь, наряду с терригенными породами, в разрезе значительна роль карбонатов, а V_T близ скважины Такубай

составляют 5,4 км/с. В верхах разреза Такубай найдены водоросли, по которым эта толща датируется ранним триасом. Нам представляется, что большая часть этой толщи может рассматриваться как кунгурско-нижнепермская.

В этом случае соответствующие отложения полуострова Бузачи и Южно-Бузачинского прогиба будут отчетливо подразделяться на нижние сероцветные отложения с повышенным содержанием в цементе ангидритов, о чем свидетельствуют указанные выше значения высоких пластовых скоростей и электросопротивлений, и верхние красноцветные. Как известно, именно к границе сероцветных снизу и красноцветных толщ приурочена кунгурская соленосная формация Прикаспийской впадины.

Поскольку соленосный кунгур известен в северной части Каспийского моря и не отмечены резкие границы этого палеобассейна на юге, можно думать, что между сероцветными толщами карбона — ранней перми и красноцветами поздней перми — триаса в зонах, где развивались сероцветные отложения, следует ожидать того или иного распространения кунгурских отложений, являющихся регрессионными фациями карбон-пермского палеоморя. В связи с этим целесообразно обратить внимание на следующие факты, установленные по данным глубокого бурения.

1. На площади Восточный Аламбек на востоке Барсакельмесского прогиба под красноцветами пермо-триаса в пачке темно-серых и черных палеозойских аргиллитов в скв. № 2 с глубины 4200 м извлечен гониатит, который датируется (45) кунгурским — уфимским ярусами пермской системы.

2. В доюрском разрезе параметрической скв. 2-П на площади Шахпахты вскрыт один из наиболее полных разрезов доюрских отложений, который Х. Х. Авазходжаев и Л. И. Левутина (3) подразделяют на нижнюю сероцветную аргиллитовую толщу (3509—3214 м) среднего карбона (?), пестроцветную пачку с переотложенной фауной швагерин ранней перми, датируемой по литологическим признакам поздней пермью (интервал 3214—2791), и верхнюю красноцветную пачку терригенных пород (2791—2435 м), датируемую триасом. В составе средней пестроцветной пачки развиты аргиллиты, доломиты, гипсы и ангидриты с остатками морской фауны. Нам представляется, что указанные отложения скорее всего являются остаточными фациями раннепермского регрессирующего (т. е. кунгурского) морского бассейна.

Изложенное показывает, что стратиграфическое расчленение и корреляция позднепалеозойских разрезов северо-запада Устюрта, полуострова Бузачи и прилегающих районов Прикаспийской впадины остаются дискуссионными и неоднозначными. Ниже, с учетом новых результатов геофизических исследований, мы обсудим возможности развития кунгурского палеобассейна в Арало-Каспийском регионе и значение приведенных данных.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ АРАЛО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Расчленение и корреляция разрезов палеозойских отложений промежуточного структурного этажа южных районов Арало-Каспийского региона связано с большими трудностями из-за значительной удаленности площадей друг от друга. В настоящее время уместно выделять две литолого-стратиграфические единицы нижнесреднекаменноугольных отложений: вышележащий комплекс нерасчлененных отложений позднего палеозоя и каменноугольные карбонаты.

Карбонатные отложения S_{1-2} , представленные органическими массивными известняками, вскрыты скважинами в восточной части Барсакельмесского прогиба на расположенных близко друг от

друга площадях Каракудук, Восточный Барсакельмес, Центральный Кушкаир. На Каракудукской площади известняки вскрыты с глубины 3530 м скважинами 1, 2, 5, 6, в последней — на максимальную мощность 567 м. В скв. 1 Вост. Барсакельмес среди известняков выделены песчано-алевролитовые прослои, а разрез общей вскрытой мощностью 140 м (инт. 3865—4005, забой) венчается пачкой розовых известняков и грубозернистых песчаников.

Терригенные отложения S_{1-2} распространены более широко и довольно разнообразны по составу. В прибрежной полосе Юго-Западного Приаралья, на Байтерекском поднятии, в Северной Туркмении, а также в зоне прогибов, разделяющих Центрально-Кызылкумский и Карабогазгольский своды, в призабойной части самых глубоких скважин на площадях Шахпахты и Жетыбай вскрыта толща темно-серых, вплоть до черных, реже зеленоватых аргиллитов, алевролитов и песчаников, изредка гравелитов и известняков, а также бурых сланцев. Указанная толща отличается от мезозойских пород высокими кажущимися сопротивлениями. Широко распространено мнение о принадлежности темноцветных терригенных пород к единому ниже-среднекаменноугольному терригенному комплексу.

В целом толща отличается слабым метаморфизмом или его полным отсутствием. Однако различная степень дислоцированности рассматриваемых пород, изменчивость их литологического состава и общая слабая изученность толщи не дают оснований для уверенной параллелизации разрезов.

В. С. Князев (50) относит рассматриваемый комплекс к морской сероцветной формации, что представляется вполне обоснованным. Значительное количество углистого материала позволяет отнести этот комплекс к прибрежно-морской формации умеренных климатических зон. Наличие эффузивных пород различного (включая кислый) состава свидетельствует, что рассматриваемая толща накапливалась в зоне мобильного шельфа, на земной коре континентального типа. Темноцветные породы каменноугольного возраста вскрыты также скважинами на площадях Приозерная, Куаныш и других на Северном Устюрте, Шахпахты, Курганчик, Сарыкамыш, Койкырлан, Коссор, на Южном Устюрте. Разрезы тонкозернистых темноцветных отложений: карбона к востоку ст полосы развития карбонатов, вскрытые скважинами на западном борту и в осевой части Судочьего прогиба, многие исследователи относят к некомпенсированным фациям.

В скважинах Южного Устюрта преобладают темно-серые известняки и аргиллиты, углистые кремни со спикулами губок, в скв. 1 Сарыкамыш и скв. 3 Койкырлан встречены зеленовато-серые аргиллиты. Привлекает внимание большое количество обуглившихся пиритизированных растительных остатков, содержание которых в отдельных прослоях достигает 30—40%. В. С. Князев и др. определили по микрофауне возраст этих пород как средний карбон. Более вероятен нижнекаменноугольный возраст, о чем свидетельствуют определения по фораминиферам (С. А. Доброхотова, Н. Б. Гибшман и др.) и брахиоподам (Г. С. Розман).

В скв. 2-П — Куаныш, 2 — Приозерная, 3 — Коссор вскрыта темноцветная аргиллитовая толща с углистыми растительными остатками и пиритом; наибольшая вскрытая мощность 427 м. В разрезах скв. 25 Жетыбайская, скв. 4 Южно-Жетыбайская, скв. 2 Шахпахты и Коссор под доюрскими красноцветами вскрыта мощная толща черных глин с прослоями разнозернистого серого песчаника и алевролита. В глинах встречаются характерные включения углистого вещества. В разрезе площади Шахпахты заметно повышенное содержание карбонатного материала. В разрезе скв. Г-4 Курганчик, вскрытой мощностью 428 м, в нижней части (интервал 2316—2597 м) выделена толща переслаивающихся кислых пирокластических пород, известняков и аргиллитов. С этой толщей, видимо, следует параллелизовать разрез, вскрытый

скважиной Кызылкаир 1, представленный сероцветными и пестроцветными туфопесчаниками с преимущественно кислыми порфиритами.

Нерасчлененные разрезы верхнего палеозоя представлены преимущественно терригенными толщами с вулканогенными образованиями, установленными на многих площадях Восточного и Центрального Устюрта. Их аналоги известны на Мангышлаке и Бузачах. На Восточном Устюрте этот комплекс вскрыт скважинами на площадях Байтерек, Сарытекиз, Тулей, Кохбакты, Акманказган, Кибир, Аджибай. Скважина Байтерек П-2 вскрыла рассматриваемые отложения в интервале 2070—2880 м. Здесь выделяются три пачки (3,76). Нижняя (инт. 2800—2880, забой) сложена серыми тонкослоистыми аргиллитами с прослоями кислого туфа. Средняя (инт. 2800—2456) состоит из органогенно-обломочных известняков, темно-серых кремнистых аргиллитов и алевролитов. Верхняя пачка (2070—2456 м) имеет вулканогенно-карбонатно-аргиллитовый состав и включает плагиоклазовый порфирит, органогенно-обломочные известняки, углистые пиритизированные аргиллиты. Вероятная датировка по микрофауне S_3 — P_1 . Тулейская скважина, пройдя пермо-триасовые отложения мощностью 194 м, вскрыла в интервале 3882—4077 (забой) порфириды. Скважиной Сарытекиз вскрыт разрез (инт. 2694—3356, забой), сложенный сверху базальтовыми и диабазовыми порфиритами и туфогенными породами, ниже которых залегает пачка темно-серых аргиллитов и алевролитов.

Магматогенные породы первоначально оценены Л. Г. Кирюхиным как рифейские. Под порфиритами в скважине Сарытекиз затем были установлены песчано-алевролитовые породы (3020—3240 м) с фауной S_3 — P_1 в верхней части, а далее (3240—3356 м, забой) — углистые карбонатные аргиллиты. Оценка калий-аргоновым методом в Институте геологии АН УзССР показала возраст порфиритов 223 млн. лет, что соответствует T_1 . Однако залегание порфиритов под красноцветами P — T на Тулее и над сероцветами позднего карбона на Сарытекизе позволяет считать порфириды позднепалеозойскими. В скв. 1 Акманказган под красноцветами P — T в интервале глубин 3889—3935 м (забой) вскрыты глинисто-известняковые отложения с фауной S_2 . В скважинах на площадях Аджибай и Кибир вскрыты пестроокрашенные вулканогенно-обломочные отложения с туфолавами порфиритов, их возраст, по аналогии с Сарытекизом и Тулей, определен как S_3 — P_1 .

Таким образом, в результате глубокого бурения может быть намечено несколько зон специфического палеозойского осадконакопления (до красноцветов) на Восточном Устюрте.

1. Зона развития карбонатных фаций в центральной части Куаныш-Коскалинского вала. 2. Зона терригенного среднезернистого и тонкозернистого осадконакопления в западной части Южного Устюрта и на Мангышлаке. 3. Ареал развития магматитов в восточной части территории с преимущественной приуроченностью к приразломным зонам. При этом на Южном Устюрте доминируют кислые магматиты, в южной части Барсакельмесского прогиба — андезит-дациты, а севернее — порфириды основного состава. 4. Зона тонкозернистого, возможно, некомпенсированного осадконакопления в Судочьем прогибе.

РАЗРЕЗЫ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРАЛО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Расчленению и корреляции доюрских терригенных преимущественно красноцветных толщ триаса и перми Арало-Каспийского региона уделяется большое внимание. Традиционно разрезы Мангышлака и Устюрта рассматриваются порознь, хотя попытки их увязки и сопоставления предпринимаются все чаще и чаще.

На Устюрте, после бурения первых параметрических скважин, В. С. Князев и П. В. Флоренский, а также А. М. Акрамходжаев и др.

(2) разделили красноцветы на нижнюю терригенную толщу преобладания песчаников, датируя ее условно поздней пермью, и верхнюю толщу, преимущественно аргиллитов, датируемую триасом. Вместе с выделенной ранее Р. Г. Гарецким чушкакульской сероцветной верхнего триаса — ранней юры это создало представление о трехчленном разделении пермо-триасовых толщ.

В. А. Бененсон (1972) полагает, что красноцветные толщи верхнего палеозоя и триаса могут быть расчленены на несколько комплексов по особенностям литологического состава и электрокаротажных характеристик. Он выделяет в их составе пестроцветы нижней перми, вскрытые на площади Шахпахты. Выше по разрезу этот исследователь намечает толщу верхнепермских, преимущественно песчаных пород, вскрытых большинством скважин на Северном Устюрте, и толщу преимущественно глинистых пород индского яруса нижнего триаса, фиксируемых скважинами на Южном Мангышлаке. По данным новых материалов бурения О. А. Карцева, Л. Г. Кирюхин и др. (46) расчленили разрез на четыре толщи (P_2 , T_1 , T_2 и T_3). Д. А. Кухтин и др. (61) подразделили триасовые отложения на ярусы и свиты. Новые варианты корреляции предложили В. В. Липатова, Ю. А. Волож (93) с привлечением сейсмических материалов, а А. К. Калугин и др. (45) — с привлечением палеомагнитных данных. Несмотря на обилие схем корреляции, достоверность каждой из них сравнительно невысока, и, на наш взгляд, все схемы корреляции не согласованы с сейсмической информацией. В основе сопоставления обычно лежали литологические признаки при очень плохой фаунистической обеспеченности.

Между тем, ещё В. С. Князев и др. (50) указывали, что изменение песчаности красноцветов отображает региональные латеральные особенности обстановки их осадконакопления, что не позволяет проводить расчленение разреза по изменению литологического состава. Рассмотрение имеющихся материалов показывает, что расчленение красноцветов или выявление региональных особенностей изменения их состава крайне затруднительно. Эта формация представлена фациально невыдержанной толщей красноцветных, реже серо- и пестроцветных пород, в которой преобладают известковистые аргиллиты, алевролиты и песчаники; мощность их прослоев варьирует от 2 до 30—40 м. Подчиненное значение имеют известняки, гравелиты и конгломераты, прослой которых имеют мощность от 1 до 10 м. Распределены различные типы терригенных пород на площади и по разрезу неравномерно. Увеличение грубозернистости вниз по разрезу или повышении песчаности в восточном направлении выдерживаются не повсеместно.

В красноцветах перми и триаса слоистость линейная и прерывистая, косая и волнистая, кластическая часть терригенных пород, по О. А. Карцевой, отсортирована средне и плохо окатана. Среди обломков пород преобладают зерна эффузивов и кварца, почти повсеместно отмечаются зёрна глауконита. Скоррелировать красноцветные толщи трудно даже на отдельных площадях. Так, по (46) в разрезах скважин 1, 4, 5, 7 Куаныш не удаётся провести корреляцию, так как скважины 1, 4, 5 вскрыли беспесчаный разрез, а в скв. 7 обнаружены бурые аргиллиты и зелёно-серые песчаные гравелиты.

В ряде скважин (Арстан-7, Курлук-2 и др.) вскрыт эффузивно-осадочный разрез пермо-триаса, в котором преобладают терригенные красноцветы, но имеются кислые туфы, трахиандезитовые и диабазовые порфиры. В разрезе скв. 1 Каракудук выше карбонатав нижнего карбона располагается десятиметровый пласт бурой туфолавы кислого состава. Породы пермо-триаса повсеместно не метаморфизованы, но нередко регионально глубоко эпигенетически изменены. Необходимо отметить, что фациальная изменчивость и значительная мощность красноцветных отложений, обычно не вскрытых полностью, делают крайне затруднительным их обоснованное расчленение и корреля-

цию, несмотря на то, что они уже изучены многими десятками скважин. Все попытки такого расчленения оказались недостаточно удачными.

Нельзя считать вполне удавшейся попытку использования сейсмических материалов для корреляции триасовых разрезов, предпринятую В. В. Липатовой и Ю. А. Воложем. Так, в состав Бузачинской свиты раннего триаса эти авторы объединяют разрезы Арстановской и Такубайской площадей, которые не только отличаются по литологическому облику (красноцветы и сероцветы), но и отчётливо различаются по сейсмическим материалам: при использовании простых приёмов сейсмостратиграфии видно, что разрез Такубая значительно более древний, чем вскрытый бурением доюрский разрез Арстана.

Поэтому корректное расчленение доюрских пермо-триасовых отложений региона продолжает оставаться актуальной задачей. Сравнительно обоснованной представляется попытка расчленения красноцветных толщ в пределах Восточного Устюрта, вскрытых большим числом скважин, по комплексу признаков (3). Эти исследования расчленяют разрез красноцветов на верхнепермские и нижнетриасовые по следующим признакам.

1. По окраске, согласно которой к позднепермским относятся красноцветы с вишнево-красной, лиловой или пёстрой окраской с сочетанием серых и названных тонов. Такая окраска считается типично позднепермской для региона от Предкавказья до Ферганы и Афганистана; к триасу относятся кирпично-красные красноцветы без сероцветов.

2. По преобладанию в P_2 обломочных отложений местных источников.

3. По повышенному содержанию в разрезах P_2 песчаного материала: от 60 (Восточный Харой) до 90% (Коссор); в нижнетриасовых отложениях до 50—70% принадлежит глинам.

4. По прослоям кислых туфов и туффитов в P_2 в Восточной части Барсакельмесской впадины (Каракудук, Южный Кошкаир) и в районе Куаныш-Аламбекского вала.

5. По характерному развитию эпидота в аксессуориях, содержание которого в тяжёлых фракциях достигает 70—77% в P_2 , при единицах процентов или полном отсутствии эпидота в T_1 .

6. Граница T_1 и P_2 на каротажных диаграммах отбивается резким увеличением вниз электросопротивлений.

При несомненной эффективности использования этого подхода следует иметь в виду, что приведенные признаки остаются косвенными, что они не приложимы к средне- и позднепермским отложениям. По материалам бурения, по-видимому, достоверно могут быть выделены лишь следующие комплексы пермо-триасовых отложений: нижний красноцветный с расчленением в отдельных районах, верхний сероцветный и сероцветный позднего триаса — ранней юры (чушкакульская серия).

Важно отметить, что типоморфный разрез пермо-триаса в Горном Мангышлаке в Западном Каратау, удовлетворительно коррелирующийся с разрезами Южного Мангышлака, латерально изменяется уже в разрезах Восточного Каратау. Здесь поверх биркутской свиты пестроцветов с туфопесчаниками (P_2) и сероцветно-красноцветных песчаников отпанской свиты (P_2) залегают красноцветные отложения восточно-каратауской серии, выделенные А. Е. Шлезингером (99) и датируемые ранним — средним триасом. Эта серия — аналог суммы долнапинской, тарталинской, караджатынской и карадуанской свит Западного Каратау. Поэтому общая смена чередующихся морских (сероцветных) и континентальных (красноцветных) серий пермо-триаса Западного Каратау на относительно однородную континентальную красноцветную толщу Восточного Каратау с запада на восток происходит быстро и убедительно доказана при изучении разрезов Мангы-

шлакского Каратау, являвшегося в пермо-триасе зоной наиболее интенсивного прогибания и активного осадконакопления.

На Восточном Устюрте породы красноцветного пермо-триаса полностью вскрыты большим числом скважин в районе Куаныш-Коскалинского вала, на площадях Тулей, Акманказган. Для Куаныш-Коскалинского вала характерен терригенный тип разреза и быстрое сокращение мощностей от крыльев вала к его осевой части. На площади Восточный Аламбек на крыле вала полная вскрытая мощность Р—Т достигает 788 м, а на Куаныше — 144 м. Для погруженных районов Барсакельмесской впадины, площади Тулей (интервал 3690—3880 м), Акманказган (3480—3800 м), характерен осадочно-вулканогенный тип разреза с участием эффузивов, туфов и туфов кислого состава. Характерно, что на обеих площадях присутствуют отложения рэт-нижнеюрского возраста мощностью 140—320 м, которые выделяются также на площади Восточный Барсакельмес и, по-видимому, характерны вообще для погруженных внутренних районов Барсакельмесского прогиба. Красноцветные отложения Восточного Устюрта, вскрытые скважинами глубокого бурения, подробно описаны в работе (3).

В западной части Барсакельмес-Арстановского геоблока и на прилегающих с севера структурах под среднеюрскими отложениями на площадях Арстановская (скв. П-17, П-7), Ирдалы (скв. 1), Зап. Аманжал (скв. 1), Терешковская (скв. 1), Шаршикудук (скв. 1, 3) и других во вскрытых бурением разрезах залегают пестроцветно-красноцветные отложения пермо-триаса, сложенные песчаниками, алевролитами и аргиллитами, окрашенные в коричневые, красные, розовые и серые тона. Различные авторы выделяют здесь несколько местных свит: бузачинскую, северо-бузачинскую, каламкасскую, каржанбасскую, арстановскую, чумыштинскую, жайлыганскую, чагырлинскую, что связано с некоторыми местными различиями состава вскрытых бурением отложений. Распределение мощностей и взаимоотношений этих разрезов с использованием сейсмических данных мы рассмотрим ниже.

Сравнительно новым в стратиграфии доюрских отложений Северного Устюрта является выделение **верхнего сероцветного литолого-стратиграфического комплекса**, который повсеместно перекрывается среднеюрскими образованиями. Эти отложения выявлены глубокими скважинами на площади Ащитайпак, Астауой, Береш, Каменная, Култук, Мурунсор, Северный Култук, Прорва. Наибольшая мощность вскрыта на скв. П-2 Ащитайпак (интервал 3013—4169 м). Отложения представлены переслаивающимися пачками песчаников, глин и алевролитов, по всему разрезу встречаются растительные остатки, по которым В. В. Липатова и Ю. А. Волож установили возраст—поздний триас. Можно полагать, что сероцветы ащитайпакской свиты и сероцветные комплексы чушкакульской серии — достаточно близкие возрастные аналоги. В целом сероцветные поздне-триас-раннеюрские толщи формируют широко распространенный верхний литолого-стратиграфический комплекс ПСЭ, распространенный во многих структурах Арало-Каспийского региона.

Таким образом, в Арало-Каспийском регионе в настоящее время намечается несколько типов разрезов позднепермско-триасовых отложений: относительно сокращенные разрезы с преобладанием красноцветных толщ Восточного Устюрта, мощные красноцветные внизу, сероцветные вверху разрезы Северо-Западного Устюрта и Бузачей, мощные трех- или многозвенные разрезы переслаивающихся красноцветов перми, сероцветов оленского яруса и среднего триаса и красноцветов триаса, которые изучены в Западном Каратау и вскрыты бурением на Южном Мангышлаке.

Литолого-стратиграфическое расчленение разрезов последнего типа освещено в публикациях В. Б. Арбузова, Ю. А. Воложа, В. В. Липатовой, Д. С. Оруджевой и др. (30, 31, 64, 73, 74, 93, 94).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА И ЮГА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗУЧЕННОСТИ

В настоящей главе обсуждается строение регионов, которые, вместе с рассмотренным выше Арало-Каспийским, объединяют все нефтегазоперспективные области Туранской плиты. В число этих регионов входят неглубокие (до 2—3 км) по поверхности палеозоя Чу-Сарысуйская, Среднесырдарьинская и Тургайская впадины северо-востока плиты, в которых установлены признаки нефтегазоносности и выявлены мелкие месторождения.

Южные районы Туранской плиты объединяют несколько нефтегазоперспективных впадин и сопряженных с ними крупных поднятий. Наибольшее значение здесь имеет огромная Амударьинская впадина, в которой размещаются все основные нефтегазоносные районы Юго-Западного Узбекистана и Восточной Туркмении. Залежи приурочены к мощным толщам юрских и меловых отложений.

Общие сведения о геологическом строении и нефтегазоносности этих регионов получены в 50—60-х годах и ныне широко известны (5, 14, 19, 22, 25, 34, 35 и др.). Однако в последующие десятилетия получены данные геофизических исследований и бурения, которые недостаточно обобщены, слабо используются при тектонических реконструкциях и оценках перспектив нефтегазоносности, но они во многом уточняют существующие представления. Каждый из регионов Туранской плиты характеризуется различной полнотой и мощностью доюрского разреза, различными глубинами залегания доюрских комплексов, различной степенью их изученности и перспективами нефтегазоносности.

Чу-Сарысуйская впадина. Этот обширный регион характеризуется незначительными глубинами залегания поверхности промежуточного структурного этажа (ПСЭ), перекрытого бесперспективными для поисков нефти и газа мел-кайнозойскими отложениями мощностью 100—400 м с отдельными участками увеличения неотектонических прогибов в Сузакском прогибе до 900 м. Мощности ПСЭ составляют 3—6 км, местами более. На большей части впадины ПСЭ сложен пермскими, каменноугольными и девонскими терригенными, карбонатными и хемогенными формациями. Вся площадь впадины покрыта комплексной геофизической и геологической съемками масштаба 1:200 000, повсеместно выполнены региональные профили КМПВ и площадные съемки МОВ и ОГТ, по которым закартированы опорные отражающие горизонты в пермских и каменноугольных, а в отдельных районах — и девонских отложениях. В Чу-Сарысуйской впадине несколько десятилетий выполняются поисковое и параметрическое бурение, общие объемы которого превышают 500 тыс. м. Геофизическими съемками к глубокому бурению подготовлено около 130 площадей, из которых 60 введено в бурение. Открыто несколько месторождений негорючих газов, 4 небольших месторождения горючего газа (Айрақты, Амангельды, Саякпай и Придорожное). В 70—80 г.г. эта впадина исследуется сравнительно небольшими объемами сейсморазведки (4—8 отрядов) и глубокого бурения.

Среднесырдарьинская и Южно-Тургайская впадины. Комплексы ПСЭ здесь перекрыты юрско-кайнозойским платформенным чехлом мощностью до 2,0—3,5 км. Мощности ПСЭ оценены приблизительно и составляют 1—6 км. В его состав входят главным образом каменноугольные и девонские а, возможно, и нижнепалеозойские отложения. На территории впадин выполнены площадные комплексные геофизические и геологические съемки масштаба 1:200 000, региональные сейсмопрофили КМПВ.

В период 70-х годов изучение перспектив нефтегазоносности и глубинного строения было практически ограничено обобщениями. В Среднесырдарьинской впадине в 80-е годы возобновлены региональные работы КМПВ и начаты ОГТ. Площадными сейсмическими съемками ОГТ строение ПСЭ не освещено, пробурены единичные параметрические скважины, остановленные в ПСЭ и вскрывшие его разрез на глубину до 1 км. Поисковое бурение на нефть и газ возобновлено в 80-х годах.

В северной части Тургайского прогиба в колонковых скважинах из карбонатных отложений нижнего карбона в 60-х годах получены притоки нефти дебитом менее 1 т/сут, структурная позиция скважин достоверно не изучена. По обрамлению Южно-Тургайской впадины в 70-х годах было начато структурное бурение, а в 80-х здесь возобновлены региональные и поисковые работы ОГТ и глубокое бурение, получены первые промышленные притоки нефти и газа.

Изученность южной части Туранской плиты во многом своеобразна в Туркменской и Узбекской ССР.

Строение территории Туранской плиты в Туркменской ССР освещено региональными сейсмическими профилями КМПВ, гравитационными и магнитными съемками, параметрическими скважинами. В течение 60-х годов и к началу 70-х здесь были установлены три области развития пород ПСЭ.

1. В прогибах, разделяющих Карабогазский и Центральнo-Каракумский свод, распространены темноцветные песчано-глинистые и карбонатные отложения каменноугольного возраста мощностью до 3—4 км и грубозернистые разрезы триаса туаркырского типа.

2. В Северо-Туркменской системе прогибов (Дарьялык-Дауданском и Ассакеауданском) развиты каменноугольные и верхнепалеозойские терригенные толщи.

3. В погруженных зонах Амударьинской впадины и на ее северных и северо-восточных склонах по данным профилей КМПВ установлены мощные доюрские толщи. В отдельных скважинах в верхах этой толщи при бурении вскрыты терригенные и вулканогенные пачки пермо-триаса. Позднее верхи доюрского разреза были вскрыты в южных прибортовых районах впадины, на склонах Бадхыз-Карабильского поднятия.

Территория юго-западного Узбекистана (Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции) отличается очень высокой степенью сейсмической и буровой изученности, самой высокой на Туранской плите. По исчерпанию фонда подготовленных для глубокого бурения крупных антиклинальных структур, по выработке ряда месторождений эта провинция первой на Туране приблизилась к старым нефтегазодобывающим регионам.

Из двух выделяемых здесь в составе Амударьинской впадины крупнейших тектонических единиц — Бухарской и Чарджоуской ступеней, на одной, Бухарской, фундамент залегает сравнительно неглубоко, сложен преимущественно гранитоидами и не перекрыт отложениями ПСЭ.

Более актуальна проблема изучения глубоко погруженных горизонтов на Чарджоуской ступени и примыкающем к ней Башкентском поперечном прогибе. Здесь развиты мощные терригенные юрские тол-

щи, а также, как показали последние работы КМПВ, триас-палеозойские комплексы ПСЭ. Однако разработка эффективной методики подготовки структур к глубокому поисковому бурению по этим горизонтам еще не завершена.

В Туркмении подготовка структур по доюрским комплексам и поисковое бурение на эти отложения не выполняются. На большей

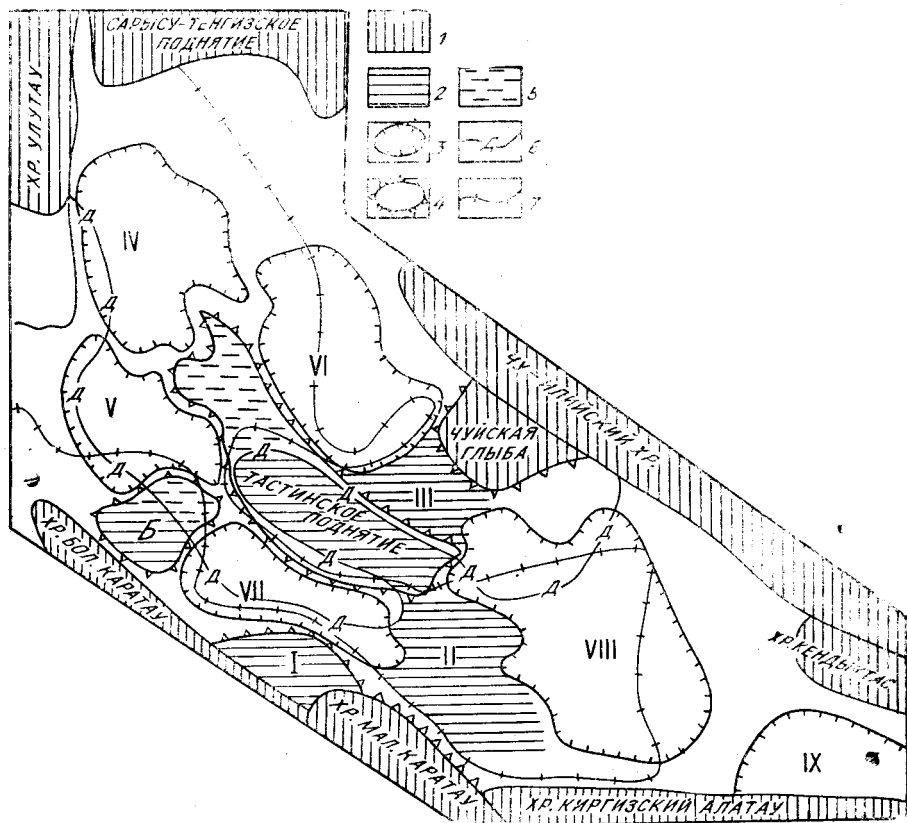


Рис. 7. Схемы основных элементов тектоники Чу-Сарысуийской впадины.

1 — обрамляющие поднятия, 2 — зоны седловин, 3 — впадины II порядка, 4 — поднятия II порядка, 5 — погруженные зоны поднятий, 6 — южное ограничение области позднедевонской трансгрессии с севера, 7 — границы распространения пермских соленосных и карбонатных отложений. Основные тектонические элементы II порядка: I — Итмрунская ступень, II — Учарал-Аккульская седловина, III — Бестюбинская седловина, прогибы: IV — Джекказган-Сарысуийский, V — Кокпансорский, VI — Тесбулакский, VII — Сузакско-Байкадамский, VIII — Муонкумский, IX — Восточно-Чуйский. Б — Бугуджильское поднятие.

части Туркмении еще не начато изучение юрских подсолевых отложений в глубокопогруженных горизонтах. В параметрических скважинах на ряде площадей получены значительные притоки газа.

Освещение тектоники и перспектив нефтегазоносности доюрских отложений рассматриваемых районов Туранской плиты, по состоянию изученности на начало 70-х годов проведено нами ранее (54). Ниже мы рассмотрим вопросы тектоники и перспектив нефтегазоносности отдельных регионов северо-востока и юга Туранской плиты с акцентом на новые данные, выдвигая в завершающей части порегиональных очерков рекомендации по дальнейшему направлению нефтегазописковых работ.

Чу-Сарысуийская впадина. На территории Чу-Сарысуийской впадины новые данные о строении пермско-девонских отложений получены, главным образом, по районам Кокпансорского и Муонкумского прогибов, где проводились основные объемы глубокого бурения, сейсмические съемки ОГТ и другие геофизические работы. На территории

Джезказган-Сарысуйского, Сузакско-Байкадамского, Тесбулакского прогибов новые данные об их строении и перспективах нефтегазоносности не получены.

Ранее нами опубликованы схемы, характеризующие размещение пермских и девонских формаций на территории Чу-Сарысуйской впадины (54). При обобщениях И. Д. Джукебаева в 1978 г. построены схемы мощностей каменноугольных отложений. С учетом новой информации в настоящее время намечаются следующие главные особенности ареалов распространения и структурно-формационных особенностей пермских, каменноугольных и девонских комплексов ПСЭ (рис. 7).

Пермские комплексы наиболее широко развиты в северных районах Чу-Сарысуйской впадины, включающих Джезказган-Сарысуйский, Кокпансорский и северную часть Тесбулакского прогиба. В этой северной зоне развития перми максимальные мощности пермских отложений достигают 2 км и представлены снизу вверх красноцветной терригенной, соленосной и сероцветной карбонатной формациями. Исследования последних лет показали, что мощность соленосной и карбонатной перми в центральной и южной частях Кокпансорского прогиба достигает многих сотен метров, однако, к внутренним ступеням этого прогиба указанные формации выклиниваются.

Южный ареал развития пермских отложений, подразделяемых на нижнюю подсолевую красноцветную терригенную серию, соленосную серию, в которой переслаиваются пласты каменной соли с ангидритами и песчаниками, и верхнюю надсолевую красноцветную терригенную серию, имеет широтную вытянутость и охватывает центральные и южные районы Муюнкумского, Байкадамского и северную часть Сузакского прогиба, отделяясь от северного ареала широтной зоной поднятий, протягивающейся от Северо-Западного Каратау через Бугуджильское и Тастинское поднятия к Чуйской глыбе. Наибольшие мощности пермских отложений (до 1600 м) намечаются в Муюнкумском прогибе.

Каменноугольные отложения из комплексов ПСЭ развиты в наибольшей мере на площади Чу-Сарысуйской впадины, отличаясь значительной изменчивостью мощностей и разрезов. В качестве маркирующей может рассматриваться нижнекаменноугольная карбонатная формация, возраст которой изменяется от турне-намюрского на севере впадины до визе-намюрского в западных и центральных районах Муюнкумского прогиба. В восточной части эта формация отсутствует и замещается терригенными отложениями. Турнейская терригенная толща развита в Муюнкумском, по-видимому, в Байкадамском прогибе и на разделяющих их валах и ступенях. Намюр-средневерхнекаменноугольные терригенные красноцветные отложения широко развиты в регионе.

С подошвой и кровлей карбонатной толщи связаны опорные отражающие горизонты, индексируемые обычно как III опорный с различными буквенными обозначениями. Поведение этих горизонтов используется как основа для характеристики структур II порядка и для подготовки к глубокому бурению локальных поднятий. Весьма своеобразно распределение мощностей каменноугольных отложений. Наибольшие их значения, достигающие 1,5—2,0 км, приурочены к внешним прибортовым прогибам, по которым Чу-Сарысуйская впадина сочленяется с обрамляющими ее поднятиями. Такие зоны намечаются в Приулутауской бортовой зоне, к юго-востоку и к западу от Чуйской глыбы, в Байкадамском прогибе. Наиболее значительным осадконакоплением в карбоне отличается Тесбулакский прогиб, на большей части которого в прибортовых зонах мощность каменноугольных отложений достигает 2,0—2,5 км.

Девонские отложения подразделяются на две принципиально различные толщи. Фран-фаменские отложения, представленные

терригенными, хемогенными (соленосными) и карбонатными фациями, формируют мощные внешние прибортовые прогибы с весьма контрастным изменением мощности, достигающей 3,0—4,0 км. С районами наибольшего прогибания связаны накопление каменных солей и формирование соляных диапиров на юге Тесбулакского прогиба, в Предэнергенектинской и Приулутауской зонах. Активное прогибание в целом характерно для структур, сопряженных с Чу-Илийским поясом,

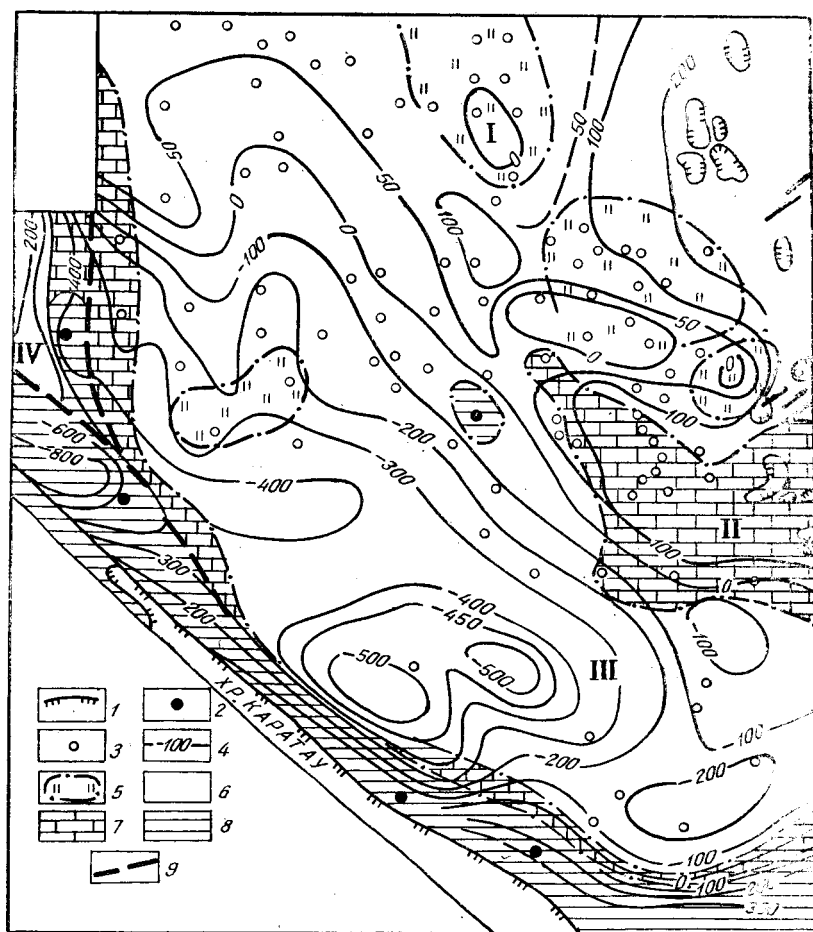


Рис. 8. Схема строения домезозойской поверхности центральных и западных районов Чу-Сарыуysкой впадины (83) с изменениями.

1 — контуры обнажений палеозойских пород, 2 — скважины, вскрывшие породы фундамента под мезозой-кайнозойским осадочным чехлом, 3 — скважины, вскрывшие породы ПСЭ под осадочным чехлом, 4 — изогипсы домезозойской поверхности, 5 — области развития позднеремских сероцветов кенгирской толщи под чехлом, 6 — области развития нерасчлененных красноцветных терригенных отложений S_2-P_1 под чехлом, 7 — области развития карбонатов S_1 под чехлом, 8 — области развития пород докембрийского фундамента под чехлом, 9 — разломы: I — Киракчинский прогиб домезозойской поверхности, II — Тастинское поднятие, III — Предкаратауский (Байкадамско-Кокпансорский) прогиб, IV — Арыкумский прогиб Южно-Тургайской впадины.

где на предшествующем этапе развития накапливались мощные эффузивные толщи, и по внешней периферии Тастинского поднятия, которое в позднем девоне вовлекалось в блоковые воздымания.

Нижнесреднедевонская кислэффузивно-терригенная формация «девонского вулканогенного пояса» развита на юго-востоке (к югу от Кендыктаса) и в северной части Чу-Сарыуysкой впадины, где приулутауские прогибы с эффузивами пестрого состава характеризуются приразломной субмеридиональной линейной вытянутостью, а Сарыуysкий прогиб, примыкающий к периклинали Чу-Илийской сис-

темы, напротив, отличается изометричными контурами. Мощность эффузивных толщ остается неоцененной.

В ареалах развития эффузивного D_{1-2} комплекса, вскрытого на востоке впадины в последнее время скважинами 1-Г Караматау и 1-Г Акканколь, развит нижний, терригенный грубозернистый комплекс D_3-S_1 , который имеет изменчивые мощности. Например, в скв. 1-Г Молдыбай мощность этого комплекса достигает 250 м, а на площади Караматау, Акканколь и других южного и юго-восточного борта Муюнкумского прогиба он полностью выклинивается.

В 70-х годах в Чу-Сарысуьской впадине выполнялось геологическое картирование, сопровождавшееся большим объемом бурения. Ю. А. Семин и А. Т. Джолдасов (83) на основе использования материалов более 150 скважин, сейсмической и электрометрической информации построили весьма детальную карту домезозойской поверхности центральной части Чу-Сарысуьской впадины. Домезозойская поверхность повсюду выступает как опорный преломляющийся горизонт с $V_r = 3,5 \div 5,0$ км/с и как опорный высокоомный горизонт, а на многих профилях к ней приурочен опорный отражающий горизонт I. В соответствии с картой (рис. 8) намечаются две области позднепермского накопления, фиксирующие заключительный этап осадконакопления ПСЭ: Тесбулак-Каракоинская на северо-востоке и Байкадам-Кокпансорская на юге, разобщенные Тастинским поднятием. В центральной части этого поднятия между наиболее погруженными позднепермскими зонами выделяются блоки, где на домезозойскую поверхность выведены протерозойские породы фундамента.

Перспективы нефтегазоносности в Чу-Сарысуьской впадине связываются с отложениями девона, карбона и перми в зонах крупных прогибов длительного развития — Муюнкумского, Кокпансорского, Тесбулакского. Поэтому ниже мы рассмотрим лишь особенности геоструктуры указанных трех прогибов, наибольшее внимание уделив Муюнкумскому, где сосредоточен основной объем новых исследований.

Тесбулакский прогиб имеет размеры около 200×100 км и характеризуется длительным устойчивым погружением в течение позднего палеозоя, о чем свидетельствует мощность верхнепалеозойских образований, достигающая 5—7 км. Южный борт прогиба ограничен Джекказган-Кокшетауским разломом с амплитудой около 5 км, по которому прогиб сопрягается с Тастинским поднятием. Северная граница прогиба сложная, фестончатая и определяется конфигурацией налегания верхнепалеозойских осадочных комплексов на каледонские структуры сооружений Чуйской глыбы, гор Ергенеты и массива Жуан-Тобе, обрамляющих прогиб с востока и северо-востока.

Прогиб характеризуется простым строением и состоит из Таскуринской, Бюртускенской и Коскудукской котловин и Изыкыр-Сурасайганской гемиантиклинали. Котловины отделены друг от друга небольшими седловинами и перемычками. Размеры их не превышают 100×50 км (Бюртускенская котловина). В пределах прогиба выделены локальные структуры Каменистая, Изыкыр, Саксаульская, Каракоин, Северный Каракоин и Желтыбай. Бурением на площади Каменистой подтверждено развитие девонской соли, однако, исследования подсолевого разреза в восточных районах прогиба и в обширной зоне Бестюбинских соляных куполов, где ранее получены прямые признаки нефтегазоносности, не получили развития. Большая часть Тесбулакского прогиба отличается моноклинальным падением пермских и камечугольно-девонских отложений к юго-западу на протяжении более 100 км с углами падения от 1 до 2°. Здесь до настоящего времени не выявлены локальные структуры и начаты поиски рифов сейсморазведкой ОГТ в каменноугольных карбонатах.

Кокпансорский прогиб изучен бурением и геофизическими методами разведки значительно лучше, чем Тесбулакский в связи

с выявлением здесь газовых месторождений с промышленными запасами. Прогиб имеет субизометричную форму и размеры 100×100 км. На востоке он по системе нарушенный (часто объединяемых в Арандинский разлом), отделяющих ряд ступенчатых блоков, граничит с Тастинским поднятием. На севере прогиб сочленяется с Джекказган-Сарысуйским, зона сочленения остается слабо изученной. На западе прогиб ограничен Аксумбинской ступенью, принадлежащей системе меридиональных блоков южного погружения Улугтау. На юге Кокпансорский прогиб отделен от Сузак-Байкадамского Бугуджильской седловиной сложного строения. Глубина залегания фундамента в Кокпансорском прогибе колеблется в пределах 2,5—4,0 км, амплитуда его погружения относительно смежного Арандинского блока Тастинского поднятия изменяется от 2,2 до 3,8 км. Породы фундамента вскрыты глубокими скважинами в восточной и центральной частях прогиба.

Основные структурные элементы, осложняющие Кокпансорский прогиб, — Чулак-Эспинская, Бакты-Карынская, Центрально-Кокпансорская и Тамгалинская котловины, размеры которых от 30×10 до 40×30 км, а также Торт-Кудукский, Ер-Кудукский и Ащикольский валы. Торт-Кудукский вал имеет размеры 40×20 км и широтное простирание. Ось вала ундурирует, образуя ряд кулисообразно расположенных брахиантиклинальных складок (Придорожная, Южно-Придорожная, Северо-Придорожная, Орталык), на трех из которых получены промышленные фонтаны горячего газа.

Брахиантиклиналь Придорожная, к своду которой приурочено одноименное газовое месторождение, вытянута вдоль оси вала, и по длинной оси нарушена разломом типа взброса с амплитудой до 200 м и поднятым южным блоком. Структура имеет размеры 6×12 км по кровле верхнедевонских образований. По нижележащим горизонтам размеры структуры увеличиваются, а амплитуда ее уменьшается вверх по разрезу. В пермских отложениях углы падения на южном крыле достигают 5° , выраженность поднятия отмечается в рельефе. Структура хорошо изучена бурением. В ее пределах пробурено 14 глубоких и 10 структурно-поисковых скважин, позволивших уточнить положение свода, картирование которого сейсморазведкой было затруднено в связи со сложными сейсмогеологическими условиями, и, прежде всего, с резкой латеральной изменчивостью скорости. Фундамент, вскрытый в ряде скважин, представлен хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами (4Г Придорожная, 2-Г Тамгалытаркыр, 2-Г Зап. Оппак), гнейсами (1-Г Сев. Придорожная) или гнейсовидными песчаниками (1-Г Сев. Придорожная). На структуре Центральная при бурении в составе фундамента вскрыты гранодиориты.

В отличие от других прогибов Чу-Сарысуйской впадины, для большей части Кокпансорского прогиба характерно отсутствие формации эффузивов D_{1-2} и залегание верхнедевонских соленосных свит непосредственно на фундаменте. Здесь также установлено наличие двух эвапоритовых толщ: верхнедевонской эвапоритовой свиты и пермских солей. Ареалы развития пермских соленосных толщ Кокпансорского и Джекказган-Сарысуйского прогибов в настоящее время разобщены и, видимо, изолированы от других районов Чу-Сарысуйской впадины. Мощность соленосной толщи перми варьирует от 0 (скв. 1-Г Оппак) до 560 м (скв. 1-Ш Тамгалытар). По сейсмическим данным, мощности соленосной толщи перми растут к западу, достигая более 1000 м в районе Бактыгарынской площади, где весьма вероятно формирование пермских соляных криптодиapiroв. Кенгирские надсолевые сероцветы (мергели) отличаются высокой скоростью распространения упругих волн (5 км/с и более) и резко изменчивой мощностью, варьирующей в соседних скважинах от 200 до 1300 м. Резкое увеличение их мощности установлено в изолированных мульдах.

В Кокпансорском прогибе промышленно газоносны отложения карбонатно-терригенно-галогенной формации верхнего девона и известняки визейского яруса нижнего карбона. Газоупорами служат пачки сульфатов и сульфатизированных пород, перекрывающих продуктивные горизонты. Максимальный дебит газа из известняков визейского возраста получен в скважине 6-Г месторождения Придорожное, где в интервале 1250—1320 м он составил около 500 тыс. м³/сут. В сводовой скважине 4-Г Придорожная при опробовании интервала 2391—2450 м из верхов подсолевого девона получен приток углеводородного газа дебитом свыше 850 тыс. м³/сут. на 35 мм диафрагме.

Муюнкумский прогиб в юго-восточной части Чу-Са-рысуйской впадины имеет размеры 140×70 км, ограничиваясь на юго-западе Коскудук-Нарбайским, а на северо-востоке — Кургантинским валами. На севере прогиб отделен Саякпай-Кокыйским валом от Каракольской котловины, являющейся типичной наложенной палеозойской мульдой, система которых подробно описана М. А. Александровой, Б. И. Борсук (5), Н. Г. Марковой и др. На северо-западе он ограничивается Итыкейской ступенью, являющейся частью Тастинского поднятия. Фундамент Муюнкумского прогиба залегает на глубине 2,0—4,0 км, он сложен сланцами рифея, вскрываемыми скважинами на Тастинском и Коскудук-Нарбайском поднятиях. В прогибе этот комплекс скважинами не вскрыт, так как он с угловым несогласием перекрывается мощной (1,5—2 км) вулканогенно-осадочной толщей Д₁₋₂, сложенной переслаивающимися туфопесчаниками, конгломератами, андезитовыми порфиритами и туфами. Эту толщу одни исследователи относят к фундаменту (В. И. Дитмар, Н. Я. Кунин, Ф. Е. Сивинин и др.), а другие — к ПСЭ. Отложения Д₁₋₂ фиксируются в разрезе глубоких скважин на структурах Жуалы (инт. 3189—3330 м), Курагаты (скв. 1-Г и 2-Г, интервалы соответственно 1556—1640 м и 1579—1580 м) и Луговская (скв. 1-Г, интервал 1792—1820 м).

Отложения Д₁₋₂ с незначительным угловым несогласием (1—3°) и размывом перекрываются осадочными комплексами среднего—верхнего палеозоя, суммарная мощность которых достигает 4 км. Основные структурные элементы, осложняющие Муюнкумский прогиб, — Фурмановская, Айрактинская и Миштинская котловины, а также Муюнкумский и Саякбай-Кокыйский валы. Борт прогиба осложняется на востоке и юго-востоке Восточно-Муюнкумской моноклиалью и Акыртюбинской структурной террасой.

Фурмановская котловина размерами 110×55 км выполнена отложениями среднего—верхнего палеозоя суммарной мощностью 3,5—4,0 км. В пределах Фурмановской котловины выделены антиклинальные складки Малдыбай, Анабай, Кенес, Колгалы, Ирғыдорт, Кара-Тал, Усурбай, из которых наиболее крупная и изученная — приразломная Малдыбайская. Углы падения крыльев не превышают 3—5°. В сводовой поисковой скважине 1-Г с глубины 2184—2194 м (отложения нижнего карбона) получен слабый фонтан газа дебитом 3 тыс. м³/сут.

Айрактинская котловина расположена в южной части Муюнкумского прогиба, ориентирована в северо-западном направлении и имеет размеры 100×25 км. Фундамент залегает в центральной части котловины на глубине 3,0—3,5 км, полого поднимаясь к бортам. Бурением глубоких скважин в восточной части котловины (Акканколь, 1-П) установлено выпадение из разреза низов нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложений.

Ундулирующая в плане и по вертикали цепь антиклинальных структур, вытянутых в северо-западном направлении на 100 км при ширине 20 км, выделяется под названием Муюнкумского вала, который разделяет наиболее крупные отрицательные структуры Муюнкумского прогиба: Фурмановскую, Айрактинскую и Миштинскую котловины. Группа крупных кулисообразно расположенных брахиантикли-

нальных складок Жаркум, Айракты и Жуалы выявлена и подготовлена к глубокому бурению детальными геофизическими работами. Первая глубокая скважина, пробуренная в своде складки Айракты, дала промышленный фонтан газа из турнейских песчаников. Складка имеет изометричную форму и размеры ее по III отражающему горизонту (подошва известняков визе) составляют 17×11 км при амплитуде 260 м. Углы падения крыльев не превышают $1-3^\circ$. Пробуренными на месторождении Айракты поисковыми и разведочными скважинами установлено наличие залежей горючего газа в песчаниках турне и межсолевых отложениях нижней перми. Максимальные дебиты газа из турне и перми составили соответственно 100 и 125 тыс. м³/сут. Состав газа азотно-углеводородный. На антиклинали Жуалы получен непромышленный приток газа с водой из подсолонной толщи нижней перми, которая является промышленно газоносной на месторождениях Северный Уш-Арал и Уш-Кемпир-Тюбе. На брахиантиклинальной складке Жаркум выявлены непромышленные залежи углеводородного газа в отложениях нижнего и среднего карбона.

Миштинская котловина занимает северо-западную часть Муюнкумского прогиба, простираясь с юго-востока на северо-запад. Размеры котловины составляют 80×30 км, углы наклона бортовых частей не превышают $1-3^\circ$. Общая мощность осадочного чехла котловины составляет в центральной части 3,0—3,2 км. На юге котловины по Коскудук-Карбайскому разлому граничит с одноименным валом. На севере граница котловины проходит по Джекказган-Кокшетаускому глубинному разлому, оперяющие разломы которого дробят фундамент Муюнкумского прогиба на серию блоков. В Миштинской котловине выявлено несколько антиклинальных складок, к одной из которых приурочено газовое месторождение Амангельды. Складка хорошо изучена сейсморазведкой и бурением, что позволило установить смещение свода по подсолевым отложениям нижней перми в северо-восточном направлении.

Месторождение Амангельды содержит две залежи углеводородного газа: в подсолевой толще нижней перми и в нижнекаменноугольных отложениях. Тип залежей — пластовый сводовый, литологически экранированный. Максимальный дебит газа из нижнекаменноугольной залежи составит 157 тыс. м³/сут. при диаметре диафрагмы 25 мм, а из нижнепермской залежи — 140 тыс. м³/сут. при диаметре диафрагмы 19,1 мм.

Съемки ОГТ последних лет позволили существенно уточнить ряд особенностей строения Муюнкумского прогиба.

1. Фурмановская котловина не отделена от Тассуекобинского выступа (принадлежащего внешнему обрамлению Чу-Сарысуйской впадины) широтным разломом, как предполагалось раньше, а сочленяются эти региональные структуры по безразрывной фестончатой зоне с погружением к юго-западу полувалов со стороны указанного выступа.

2. Выделен крупный Жаркум-Саякпайский разлом северо-восточной ориентировки. Этот разлом играет важную роль в формировании пликативных дислокаций региона. Вдоль разлома развиты складки северо-восточной ориентировки, иногда объединяемые в Таскудукский полувал. На пересечении разлома с Муюнкумским валом сформирована наиболее поднятая Жаркумская антиклиналь.

3. Установлена сложная внутренняя расчлененность Миштинской котловины, ее общее северо-западное простирание. При этом Амангельдинское поперечное поднятие обособляет Южно-Миштинскую мульду, где установлены самые большие погружения нижнекаменноугольных отложений до отметок —3,1 км.

4. Надежно закартирована северная периклиналь Муюнкумского вала, где выделена Кашкынбайская антиклиналь. Не подтвердились высказанные ранее представления о тесной связи Муюнкумского вала с Тастинско-Колькудукским валом или Тассукобинским выступом.

В зоне сочленения периклинальных погружений этих структур располагаются пологие плоскостные мульды с нерезкими бортами.

5. Существенно уточнены и детализированы представления о значительных особенностях латеральной изменчивости скорости упругих волн. Установлено, что средние скорости часто с глубиной не возрастают, а увеличиваются от впадин к поднятиям. Так, средние скорости до III отражающего горизонта в погруженных зонах Миштинской котловины и на Муюнкусском валу составляют 3,45—3,7 км/с, а в зоне сопряженного с ними Кумурлинского выступа возрастают до 3,8—4,0 км/с. Монотонное возрастание к северо-востоку средней скорости с градиентом 100 м/с на 4—5 км установлено в Фурмановской котловине, где диапазон изменений скорости составляет 3,7—4,5 км/с.

6. Закартировано выклинивание пермских отложений в северной половине Фурмановской котловины по линии южных бортов поднятий Колькудук, Саякпай, Молдыбай, широкое развитие здесь девонской терригенной толщи и терригенных пород турне, суммарная мощность которых достигает 1,0—1,5 км и более. Установлено, что в районе Миштинской котловины и Муюнкусского вала повсеместно развита пермская непроницаемая покрывка, а в Фурмановской котловине, на Муюнкусском валу и прилегающих участках Миштинской котловины развиты турнейские и девонские терригенные толщи, часто рассматриваемые как главные нефтегазопроизводящие.

Направления дальнейших нефтегазопроисковых исследований в Чу-Сарысуйской впадине целесообразно ориентировать, в первую очередь, на детальное опоскование западных районов Муюнкусской и южных районов Кокпансорской впадин с целью оценки газоносности выявленных здесь антиклинальных структур и поисков новых таких структур и неантиклинальных ловушек.

Вторым направлением должно явиться изучение сейсморазведкой МОГТ и проведение параметрического и поискового бурения в северных районах Сузакского и Байкадамского прогибов, где возможно выявление объектов типа структуры Амангельды и обнаружение залежей под маломощной хемогенной позднедевонской покрывкой. Судя по результатам региональных исследований МОВ и съемок с несовершенной методикой ОГТ (6-кратные перекрытия, аналоговая обработка), здесь, к югу от Тастинского поднятия, намечается зона повышенных мощностей девонских отложений.

Третье направление связывается с опоскованием девонских и каменноугольных отложений в Тесбулакском и Предэргенектинском прогибах. Широкое развитие здесь девонской соленосной покрывки подтверждено бурением. Помимо заложения нескольких параметрических скважин в этих зонах, где закартированы обширные пологие моноклинали, целесообразно провести исследования для выявления ловушек типа литологического и стратиграфического экранирования.

Второе и третье направления ориентированы на поиски залежей углеводородов в нижнекаменноугольных и девонских отложениях, формировавшихся в морских условиях. С аналогичными формациями на Русской плите связана преимущественная нефтеносность. Высокие палеотемпературы в девонско-каменноугольных отложениях позволяют думать, что в девонских прогибах будут выявлены залежи легких нефтей с большим содержанием конденсата. Весьма важно выяснить строение и свойства девонской соленосной покрывки и ее роль в формировании миграционных потоков и концентрации в залежи углеводородов. Широкое развитие нефтеносности в ПСЭ Западной Сибири, Мангышлака и Предкавказья в условиях более значительных палеотемператур позволяет положительно оценивать перспективы поисков не только газовых, но и нефтяных месторождений в подсолевых девонских и карбонатных каменноугольных коллекторах Чу-Сарысуйской впадины.

Среднесырдарьинская и Южно-Тургайская впадины. Прекращение в течение 60—70-х годов нефтегазописковых исследований в этих впадинах обусловлено незначительными прогнозными ресурсами платформенного чехла и различными оценками строения палеозойских комплексов, которые многие авторы считают фундаментом, бесперспективным для поисков залежей углеводородов. Предварительные результаты возобновленных здесь в 80-х годах региональных исследований ОГТ, опытно-методических работ и бурения несмотря на недостаточно высокий методический уровень наблюдений и обработки, убедительно подтвердили незначительную дислоцированность ПСЭ на левобережье Сырдарьи и в низовьях р. Арысь, а также в Южно-Тургайской впадине.

Установлено также развитие клиноформных комплексов в меловых отложениях Среднесырдарьинской впадины, более широкое развитие юрских отложений в обеих впадинах. В представлениях о строении рассматриваемых впадин большое значение имеют результаты обобщений рекогносцировочных геофизических съемок, по данным которых мы ранее (63—64) обосновывали широкое развитие во впадинах промежуточного средневерхнепалеозойского структурного этажа.

В новых обобщениях, выполненных группой исследователей (90), Среднесырдарьинская впадина, единая и субизометричная по мезокайнозойскому чехлу, по палеозойским отложениям причислена к нескольким различным зонам варисцийской, а также неустойчивой каледонской консолидации, в которой все палеозойские отложения включаются в состав фундамента. При этом через территорию Среднесырдарьинской впадины протянуты длинные полосы варисцид (именуемые Боровской, Убаганско-Кураминской, Каржантауской) и Сырдарьинская полоса неустойчивых каледонид. Авторы этих обобщений утверждают, что «мнение Н. Я. Кунина (1974) о распространении в Сырдарьинской, Восточно-Аральской и Южно-Тургайской впадинах слабо дислоцированных средне- и верхнепалеозойских отложений новыми данными не подтверждается. В этих районах под мезокайнозойскими отложениями повсеместно залегают складчатые домезозойские образования, в том числе и средне-верхнепалеозойские» (стр. 54—55).

Авторы не изложили свою или принятую ими методику интерпретации геолого-геофизических данных и принципы выделения Урало-Тяньшаньских зон «варисцид» и «каледонид». Используемые нами ранее приемы интерпретации поддерживаются или не оспариваются, а полученные карты остаточных аномалий силы тяжести практически тождественны опубликованным ранее, лишь изображены в более мелком масштабе. Свои выводы о природе рассматриваемой зоны исследователи (90) формулируют следующим образом.

«До сих пор оставался спорным вопрос о тектонической природе среднепалеозойских карбонатно-терригенных пород зоны. Н. Я. Кунин (1974) относил их к промежуточному структурному этажу, сопоставляя с синхронными отложениями Чу-Сарысуйской впадины. Однако иной формационный состав (отсутствие эвапоритовых формаций) и более сложная складчатая структура среднепалеозойской толщи Сырдарьинской зоны по сравнению с Чу-Сарысуйской не позволяют согласиться с подобной аналогией. Структурные особенности слагающих зону отложений и их большая мощность, установленный по скважинам ритмичный характер чередования карбонатных, аргиллитовых и песчаных разностей в разрезе фамен-нижебашкирской толщи, наконец, общая морфология Сырдарьинской зоны свидетельствуют о том, что в варисцийский этап развития она представляла собой флишондный прогиб» (стр. 172).

Рассмотрим подробно аргументы, изложенные в этой цитате и обосновывающие выделение неустойчивых каледонид и варисцид Сырдарьинской зоны.

1. Наши оппоненты представляют, что Среднесырдарьинская впадина имеет «иной формационный состав по сравнению с Чу-Сарысуйской депрессией». Этот аргумент нельзя признать обоснованным, так как разрезы среднего—верхнего палеозоя в Чу-Сарысуйской впадине сильно изменяются в различных прогибах второго порядка. При этом отмечается общее сходство разрезов среднего—верхнего палеозоя Чу-Сарысуйской и Среднесырдарьинской впадин, близость стратиграфического диапазона допермских отложений, однотипность литологического состава, принадлежность к области с одинаковым геотектоническим режимом. Трансгрессивные и регрессивные фации в связи с изрядной удаленностью разных частных разрезов несколько смещены по стратиграфической шкале. Разрез Среднесырдарьинской впадины по составу формаций и возрастному диапазону весьма сходен с разрезом, например, Тесбулакского прогиба. Они имеют между собой меньше различий, чем, например, разрезы Тесбулакского и Муюнкумского прогибов в пределах единой Чу-Сарысуйской впадины.

2. Утверждение об «отсутствии эвапоритов» в Среднесырдарьинской впадине, которое передает суть различий формаций, также необоснованно. Появление этого утверждения обусловлено, видимо, развитием в Среднесырдарьинской впадине мощного чехла мел-кайнозойских пород и менее широким развитием здесь эвапоритов палеозоя. Исследователи (90), рассматривая верхнепалеозойские пестроцветные породы, указывают:

«По данным В. В. Галицкого и Ф. М. Ибрагимова, среди терригенных красноцветных пород отмечены прослой гипса, а также встречено мощное штокообразное тело ангидрита мощностью более 500 м» (стр. 170). Таким образом, верхнепалеозойские эвапориты отмечены. Если вспомнить, что на площади более 150 тыс. км² под осадочным чехлом мощностью до 2,5 км палеозойские отложения вскрыты на небольшую мощность 25—30 скважинами, в том числе лишь тремя вскрыты верхнепалеозойские толщи, то отмеченные верхнепалеозойские эвапориты нельзя не учитывать.

В 1964 г. мы выделили Арысскую структуру, рассматриваемую, по особенностям морфологии и комплексным результатам интерпретации сейсморазведки и гравиметрии как типичный соляной купол, дислоцирующий верхнедевонско-каменноугольную карбонатную толщу (55). Действительно, эвапориты девона не обнаружены во вскрытых под мезозойскими отложениями разрезах глубоких скважин. Однако глубокие скважины закладывались на мезозой-кайнозойских антиклиналях и не углублялись в палеозой. Вместе с тем сведения о развитии эвапоритов в палеозойских разрезах Каратау и более южных районов ныне широко известны (90). Помимо Арысской структуры аналогично построенной предполагается и Колдыбайская. По геофизическим данным на них развита вторая эвапоритовая, девонская толща. Южнее этих структур, по сопке Богонале, специально разведывалось тело «нижнекаменноугольных» (видимо, девонских) гипсов. Таким образом, к югу от Каратау, в Среднесырдарьинской впадине, но на меньшей площади, вероятно, развиты те же две толщи эвапоритов (верхнепалеозойская и девонская), что и в Чу-Сарысуйской.

3. Представляется ошибочным аргумент исследователей (90), формулируемый как «Структурные особенности отложений и их большая мощность и сложная морфология». Очевидно, что общая геоструктура палеозойских толщ Среднесырдарьинской впадины мощностью от 1—2 до 3—5 км, развитых в изометричном ареале на площади во многие десятки тысяч квадратных километров не может быть описана иначе, чем покров. Общее покровное залегание этих толщ хорошо видно на составленных нами и опубликованных (55) многочисленных профилях. Мощность пород ПСЭ Среднесырдарьинской впадины примерно равновелика мощности отложений ПСЭ Тесбулакской впадины и Пред-

эргенетинского прогиба в Чу-Сарысуйской депрессии. Таким образом, этот аргумент (90) противоречит данным сейсморазведки и не может быть использован для отнесения отложений палеозоя к югу от хребта Каратау к складчатому геосинклинальному варисцийскому фундаменту.

4. Утверждения о «высокой дислоцированности» палеозойских отложений в Среднесырдарьинской впадине мы подробно обсуждали (54, 55) и показали, что материалы глубоких скважин, закладываемых на локальных приразломных поднятиях, не представительны для оценки степени дислоцированности подчехольных толщ. В смежных зонах истинно высокой дислоцированности в Каратау, Чаткало-Кураме и на Тастинском поднятии Чу-Сарысуйской впадины под мезозоем вскрываются разновозрастные породы. Вскрытие скважинами на обширных пространствах Среднесырдарьинской впадины однотипных по возрасту турне-визейских карбонатных пород — самое убедительное геологическое доказательство их небольшой дислоцированности, что хорошо согласуется с сейсмическими и другими геофизическими данными о слабой дислоцированности палеозойских толщ. Любопытно, что в 60-е годы высокая дислоцированность обнаруживалась во всех скважинах, вскрывших доюрские отложения Южного Мангышлака и Южной Эмбы, а в 50-е годы такая дислоцированность описывалась при вскрытии палеозойских пород Чу-Сарысуйской депрессии, также относимых ранее, почти единодушно, к фундаменту. В настоящее время субгоризонтальное залегание доюрских отложений в названных районах доказано сейсморазведкой и бурением. В них обнаружены залежи нефти и газа, и к фундаменту они больше не относятся.

5. Представляется необоснованным и аргумент о «ритмичном характере чередования карбонатных, аргиллитовых и песчаных разностей», которые интерпретируются как флишоидный прогиб. Наиболее полно палеозойские породы вскрыты в скв. 5-Г Тимурская, где они были пройдены в интервале 1423—2200 м и представлены преимущественно массивными известняками. Судя по геофизическим данным, в разрезе доминируют карбонатные отложения. К северо- и юго-востоку от Среднесырдарьинской впадины в фаменско-раннекаменноугольное время формировались карбонатные бассейны, некоторое поступление терригенного материала можно было ожидать с запада, однако мы не имеем никаких оснований для предположений о развитии флишоидного прогиба в этом регионе в позднем палеозое.

Таким образом, ни один из аргументов исследователей (90) не может быть признан справедливым или обоснованным.

Представлениям о трассировании линейных геосинклинальных варисцийских структур из Урала в Тянь-Шань, которые развивают некоторые исследователи (90), противоречат важные факты. Так, в западной части Среднесырдарьинской впадины, в районе Ортакудукской структуры по результатам КМПВ была выделена толща горизонтально-залегающих терригенных пород, характеризующихся граничной скоростью 5,0—5,3 км/с мощностью до 1500 м, подстилаемая, видимо, карбонатной толщей с $V_T=6,0—6,2$ км/с. Этот вывод был подтвержден скважиной Ортакудук 10-Г, которая в интервале 1800—1900 м под юрскими отложениями вскрыла слабодислоцированные терригенные палеозойские отложения. Вопреки этим данным КМПВ и бурения, подтвержденным ныне ОГТ, некоторые исследователи (90) трассируют Убаганско-Кураминскую зону варисцид через западную часть Среднесырдарьинской впадины непосредственно через указанный район Ортакудукской площади, где залегают палеозойские отложения, не подвергнутые дислокациям геосинклинального типа.

По нашему мнению, трассирование варисцийских складчатых зон из уралид в тяньшаниды через закрытые пространства Среднесыр-

дарьинской депрессии, где ни одна скважина не вскрыла средне- и верхнепалеозойские и триасовые эффузивы, столь характерные для районов Убагана, Курамы и Каржантау, между которыми трассируются варисциды, является необоснованным.

По нашему мнению, исследователи (90) не имеют оснований для выделения границ между различными зонами варисцид и неустойчивых каледонид. Не касаясь геофизических данных, отметим, что даже в тех немногих случаях, когда в районе проведения этой границы есть скважины, их результаты не учитываются. Примером является трассирование границы между «Сырдарьинской зоной» и «зоной Большого Каратау». Как известно, в герцинских структурах Большого Каратау широко развит герцинский фаменско-каменноугольный карбонатный комплекс (25). На северо-западе Каратау в районе сопки Чаулинчи и г. Даут установлены лишь средне-позднедевонские красноцветы тюлькубашской серии и более древние отложения. К этой зоне закономерно приурочены максимумы силы тяжести и магнитного поля, картирующие повсеместно в районе Каратау поднятия древних доордовикских толщ; зона этих аномалий имеет поперечное к Каратау простирание. В этой зоне при крупномасштабной кондиционной глубинной геологической съемке с помощью густой сети скважин и детальной сейсморазведки (Ф. М. Ибрагимов, В. И. Лук-Зильберман) установлены два крупных массива известково-щелочных гранитов, прорывающих красноцветы тюлькубашской серии. Подобных гранитов нет нигде в хорошо изученном хребте Каратау. Изложенные факты позволяют сделать вывод: герцинские складчатые структуры Каратау в рассматриваемом районе с запада ограничены антиклинальным поперечным поднятием. Но некоторые исследователи (90) делают иные заключения. Они продолжают «структурно-формационную зону Большого Каратау» еще на 500 км до низовий р. Ирғиз, не обосновывая это какими-либо данными бурения.

Материалы бурения в районе Чаулинчи-Даут интерпретируются весьма дискусионно. Часть скважин (14, 6, 12, 15, 16), вскрывших граниты и диориты, отнесена к зоне Большого Каратау, а скв. 22 и 23, вскрывшие рядом аналогичные породы, отнесены к Сырдарьинской зоне неустойчивой каледонской консолидации.

Мы столь подробно остановились на этих заключениях (90) в связи с тем, что развиваемые воззрения основаны на широко распространенных взглядах о развитии палеозойских геосинклинальных сооружений в фундаменте региона и отрицательных оценках перспектив нефтегазосности палеозойских и мезозойских отложений Среднесырдарьинской, Южно-Тургайской впадин, которые необоснованно относятся к герцинидам с маломощным платформенным чехлом.

Региональные исследования были возобновлены здесь объединением «Казгеофизика» в начале 80-х годов. В 1980—1982 гг. проводились исследования по нескольким региональным профилям КМПВ и ОГТ в центральной части Среднесырдарьинской впадины на новом методическом уровне (рис. 9). При работах КМПВ 60-х годов использовались, в основном, годографы длиной до 24 км. В 80-е годы применялись системы наблюдений с длиной годографа 72 км и сейсмические станции с магнитной регистрацией. Работы ОГТ во впадине проводились впервые и осуществлялись с использованием 12—24-кратных перекрытий.

При сейсмических исследованиях 60-х годов самый глубокий опорный отражающий горизонт был приурочен к ангидритам датского яруса, с которыми связана опорная отражающая граница с коэффициентом отражения до 0,5, а самый глубокий преломляющий горизонт на большей части впадины приурочен к поверхности палеозойских отложений и характеризовался граничной скоростью 5,0—6,2 км/с.

По результатам первого этапа новых региональных работ Н. Ж. Жаманкулов, В. И. Лук-Зильберман, О. Н. Наркобилов (1982) установили серию отражающих горизонтов в отложениях турона и

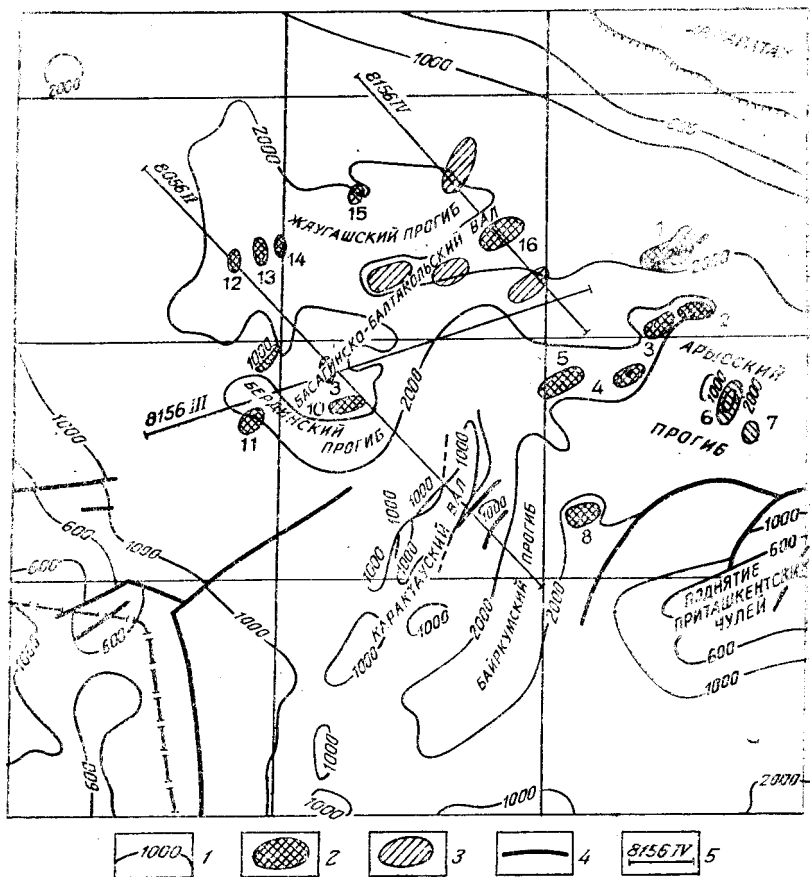


Рис. 9. Схема размещения новых региональных профилей в Среднесырдарьинской впадине.

1 — изогипсы подошвы мезозойско-кайнозойских отложений, 2 — поднятия, подготовленные к глубокому бурению по мезозойским отложениям (цифры на рис.): 1 — Тимурское, 2 — Акозекское, 3 — Шаульдерское, 4 — Восточно-Коксунгурское, 5 — Асарчакское, 6 — Арыское, 7 — Колдыбайское, 8 — Байракумское, 9 — Айдарское, 10 — Кокленкалдинское, 11 — Шукурское, 12 — Западно-Ортакудукское, 13 — Ортакудукское, 14 — Восточно-Ортакудукское, 15 — Байтекейское, 16 — Аккумское; 3 — крупные вывальные и околтуренные поднятия, 4 — разломы, выраженные уступами поверхности палеозоя 100 м и более, 5 — новые региональные профили КМПВ и ОГТ.

апта, впервые выделили несколько новых интенсивных отражающих границ в доюрских отложениях: К, приуроченную к поверхности карбонатов палеозоя, и К₁, которая по привязке к скважине 5-Г Тимур стратифицируется как терригенная пачка среди карбонатных нижнекаменноугольных отложений с перепадом V_{пл.} в 1,5 км/с. Помимо преломляющей границы, обусловленной поверхностью палеозойских пород Т₅, выделена более глубокая преломляющая граница Т_Ф, предположительно связываемая с поверхностью допалеозойского фундамента.

Рассмотрение первичных материалов показало, что параметры системы наблюдений ОГТ и граф обработки были несовершенными. Несмотря на это, в ряде протяженных участков региональных профилей ОГТ прослеживаются отражающие границы в палеозойских отложениях между преломляющими границами Т₅ и Т_Ф и глубже Т_Ф.

Профиль 8056 П ориентирован в северо-западном направлении и пересекает юго-западную часть Жаугашского прогиба, северо-восточ-

ную часть Бердинского, Карактауский вал и часть Байракумского прогиба. Этот профиль на всем протяжении отработан КМПВ, а на площадях Западно-Ортакудукской, Айдарской и на пересечении Карактауского вала выполнено ОГТ. На всем протяжении профиля прослежены преломляющие границы T_5 — поверхность пород палеозоя с $V_T=5,2—5,5$ км/с и поверхность фундамента T_f с $V_T=6,1—6,5$ км/с, причем запись волн T_f относительно простая, с небольшим числом осложнений. При общем уровне залегания границы T_f в Жаугашской впадине на глубине 4,0—4,7 км, в районе Западно-Ортакудукской площади отмечено ее воздымание до 3,8 км. Здесь скважиной 10-Г вскрыта поверхность палеозойских терригенных отложений на глубине 2080 м. Несмотря на низкое качество материалов ОГТ, в районе этой площади отмечаются отражающие границы К и более глубокие границы до уровня нормальных времен 3 с. Мощность палеозойских отложений между границами T_f и T_5 здесь составляет 1,6—2,5 км. Далее к юго-востоку, в осевой части Жаугашской впадины, T_f погружается до 6,0 км, а мощность толщи $T_f—T_5$ достигает 3,6 км. Вплоть до Карактауского вала наблюдается плавное воздымание преломляющих границ, причем на участке наблюдений ОГТ в районе Айдарской площади система субгоризонтальных площадок прослежена в интервале 2,5—3,5 с, т. е. на 3—4 км глубже границы T_f .

В осевой части Карактауского вала граница T_f моноклинально погружается к юго-востоку и залегает на глубине 5,3—8,5 км, а граница T_5 воздымается и мощность толщи $T_f—T_5$ достигает 4—7 км. До глубин 8,0—8,5 км прослежены субгоризонтальные отражающие границы. В Байракумском прогибе граница T_f не прослежена. Возможно, это связано с тем, что по T_5 граничная скорость возрастает здесь до 6,4 км/с и поверхность фундамента заэкранирована.

Профиль 8156 III ориентирован ортогонально предыдущему и проходит от западной границы Бердинского прогиба через район Айдарской структуры на правый берег Сырдарьи, в направлении Тимурского поднятия. По профилю выполнены наблюдения КМПВ и на большей его части — ОГТ. В районе Айдарской структуры преломляющая граница T_5 и отражающая граница К совпадают с поверхностью палеозойских отложений. К западу от Бердинского прогиба палеозойская толща, заключенная между границами T_5 и T_f , выклинивается и граница T_f перекрывается мезо-кайнозойским чехлом, залегая на глубинах 1,5—2,2 км.

В бортовой части Бердинского прогиба граница T_f ступенеобразно погружается до глубин 4,8 км и далее следится на этом уровне почти до р. Сырдарьи. На правобережье прослежена только граница T_5 , характеризующая здесь $V_{гp}=6,3—6,5$ км, что примерно отвечает физическим свойствам доломитизированных известняков. В Бердинском и Арысском прогибах в палеозойских отложениях фиксируются субгоризонтальные отражающие границы до глубины 5—6 км.

Профиль 81561—IV ориентирован параллельно р. Сырдарье на ее левобережье южнее отрезка железной дороги Тимур—Туркестан. По профилю выполнено 24-кратное ОГТ с центральной системой наблюдений, что привело к некоторому повышению качества материалов. В северо-западной части профиля выявлено поднятие Кумуян. Далее профилем пересечены Аккумское, Огузское поднятия и выявлено новое — Бужур. Отражающий горизонт К прослежен непрерывно по всему профилю, особенно четко он картируется к юго-востоку от Аккумской структуры, ограниченной с юго-востока тектоническим нарушением, амплитуда которого вниз по разрезу быстро нарастает и составляет по горизонту В около 200 м, а по горизонту К — 900 м. Глубже горизонта К, залегающего на глубинах 1,5—2,5 км, прослежено несколько групп субгоризонтальных отражений, которые в верхней части согласны с горизонтом К. На больших глубинах отмечается более значительная дислоцированность. В районе Балтаколь-Босагинско-

го вала и южнее профилем, по-видимому, пересечена крупная мульда в породах палеозоя с пологим юго-восточным крылом.

Весьма интересно, что крупные высокоамплитудные структуры Балтаколь-Босагинского вала в сечениях всеми профилями ОГТ и КМПВ не отображаются поднятиями по глубоким палеозойским горизонтам и границе Т_ф, а напротив, приурочены к окраине наиболее погруженной зоны. Этот «навешенный» характер структур позволяет высказать предварительную гипотезу, что антиклинали Балтакольско-Босагинского вала обусловлены девонскими соляными криптодиасирами. Весьма вероятно участие девонских солей в формировании крупного Карактауского поднятия. Если это справедливо, то обширный район в центральной части Среднесырдарьинской впадины, включающий Арыское, Карактауское поднятие и Балтаколь-Босагинский вал, представлял собой область девонского соленакпления.

На структуре Тимурской при бурении новой параметрической скважины до глубины 3700 м под мощной толщей сероцветных известняков с песчано-алевролитовыми прослоями вскрыты тьюлкубашские (Д₂—Д₃) красноцветы. Как известно, тьюлкубашская формация широко развита в хребте Каратау и в Чаткале, в ней среди красноцветов с приближением к подножью хребтов усиливается роль морских осадков. М. И. Александрова и Е. Н. Сизова (6) выделяют в Большом Каратау в тьюлкубашской толще фации приморских наклонных равнин, отмечая, что размываемая суша размещалась в Малом Каратау. Совокупность указанных выше геолого-геофизических данных служит основанием рабочей гипотезы о развитии довольно крупного девонского солеродного бассейна в Среднесырдарьинской впадине (рис. 10).

Легко видеть, что результаты новых работ КМПВ и МОГТ показывают необоснованность представлений о развитии герцинид на территории Среднесырдарьинской впадины, так как ниже вскрытых скважинами нижнекаменноугольных отложений, по данным сейсмометрии, ОГТ и КМПВ залегают слабодислоцированные толщи, видимо, карбона и девона, мощность которых достигает 5—6 км. В связи с полученными новыми данными необходимо усиление региональных исследований в Среднесырдарьинской впадине, концентрация внимания на общем районировании под мезозойским осадочным чехлом ее палеозойской геоструктуры. Целесообразно в первую очередь проверить гипотезу о единой обширной карбон-девонской впадине, содержащей девонскую соленосную толщу. Для этого необходимо выполнение региональной сети профилей ОГТ через всю территорию впадины и бурение параметрических скважин на площадях Арысь и Колдыбай.

Основная методическая проблема в Среднесырдарьинской впадине — получение надежной сейсмической информации ОГТ от горизонтов промежуточного структурного этажа. Пласт ангидритов на границе мел—палеоген является исключительно жесткой акустической границей и поэтому служил мощным экраном для получения сейсмической информации из отложений, расположенных ниже его. Указанный экран — первопричина интенсивных краткоотраженных волн различного генезиса, занимающих практически весь временной диапазон записи на сейсмограммах.

Начиная с 1977 г. в Среднесырдарьинской впадине проводятся планомерные скважинные сейсмические исследования (В. И. Лук-Зильберман и др.) с использованием постоянных опорных скважинных пунктов сейсмонаблюдений (ПОСПСН). Эти исследования позволили проследить динамику формирования компонент интегрального волнового поля на различных уровнях вдоль вертикального профиля как ниже сейсмического экрана, так и выше его вплоть до дневной поверхности. При этом детально изучена роль экрана в формировании как кинематической, так и динамической картины волнового поля. В частности, установлено, что отношение однократный глубинный сигнал—

кратноотраженный сигнал от экранирующего горизонта улучшается как функция удалений от пункта взрыва.

Энергоанализ, выполненный по данным скважиной сейсморазведки с использованием ПОСПСН, позволил установить, что применяемая при производственных работах кратность суммирования (в основном, 12-кратные фланговые системы ОГТ) не обеспечивают достаточ-

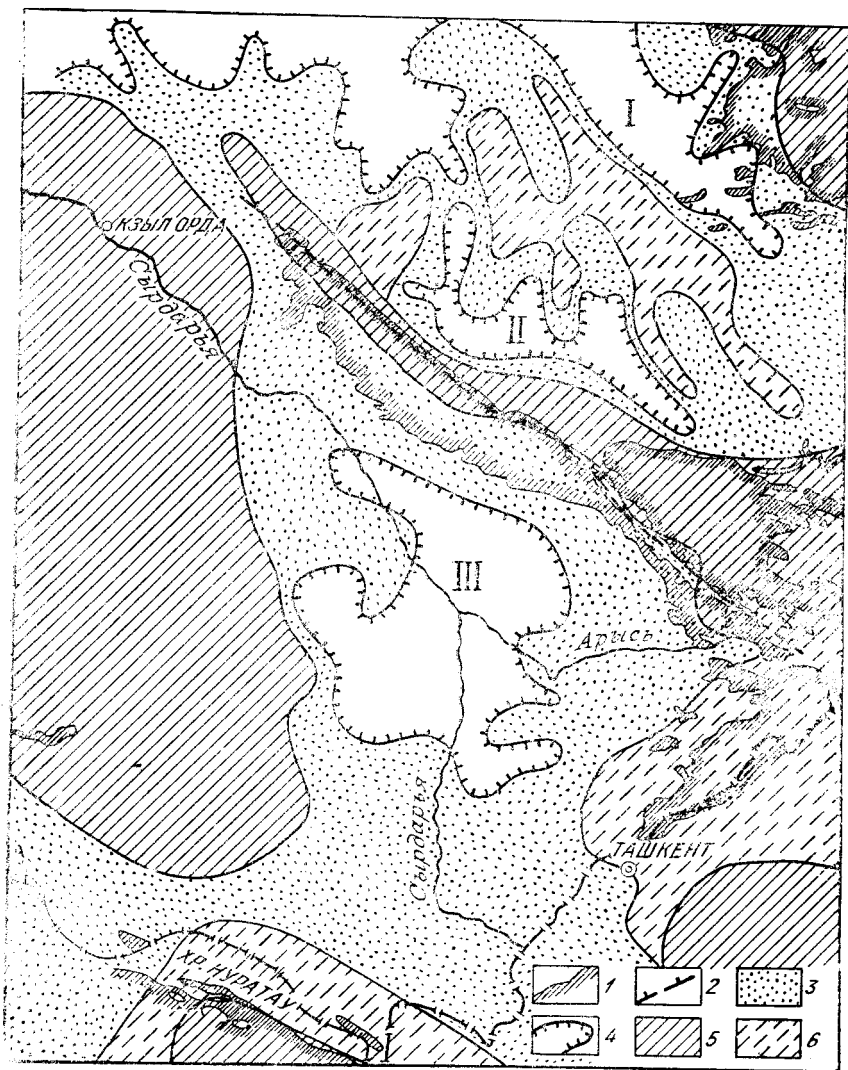


Рис. 10. Схема палеогеографии верхнедевонских отложений в прилегающих к хр. Каратау районах Туранской плиты.

1 — контуры современных обнажений палеозойских пород, 2 — Главный Каратауский разлом, 3 — области развития красноцветных (внизу) и карбонатных (вверху) комплексов девона, 4 — области вероятного накопления карбонатно-хемогенных отложений верхнего девона, намечаемые по сейсмическим данным, 5 — размываемая в позднем девоне суша, 6 — участки спорадического развития верхнедевонских отложений и частичной их денудации; I — доказанный девонский эвапоритовый бассейн в северных районах Чу-Сарысуьей впадины, II — вероятный девонский эвапоритовый бассейн в Сузакском и Байкадамском прогибах, III — вероятный девонский эвапоритовый бассейн в Среднесырдарьинской впадине.

ного подавления кратных отражений. Основными рекомендациями для производственных работ ОГТ является увеличение выноса до 1000—1200 м (т. е. в два раза) и, соответственно, длины годографа до 3500 м, а также необходимость кратности прослеживания до 24—48. Без реализации этих рекомендаций глубинность исследований и качество материалов сейсморазведки ОГТ в Среднесырдарьинской впадине не

позволят надежно картировать антиклинальные структуры в палеозойских отложениях.

Рекомендуя проведение сейсморазведки ОГТ и параметрическое бурение для изучения перспектив нефтегазоносности доюрских комплексов Среднесырдарьинской впадины мы, в первую очередь, считаем целесообразными следующие работы:

- 1) изучение геоструктуры карбоново-девонских отложений с целью уточнения особенностей их региональной тектоники и палеогеографии и выделения крупных впадин и внутривпадинных локальных поднятий;
- 2) поиски локальных структур в терригенных комплексах позднего палеозоя, подстилающих юрские отложения в западной части Жаугашской впадины;
- 3) оконтуривание ареала развития соленосной толщи (девона?) и выяснение нефтегазоносности подсолевых отложений в Арыском районе на глубине 2,5—3,0 км.

Большой интерес представляет также проведение целенаправленных тематических исследований по разработке палеогеографических основ формирования девон-каменноугольных массивных карбонатов для выделения зон рифогенеза. Изучение таких зон цифровой сейсморазведкой позволит выявить весьма перспективные ловушки. Новые возможности картирования строения меловых и юрских отложений в Среднесырдарьинской впадине, выявленные при внедрении ОГТ, позволяют также вернуться к поискам залежей нефти и газа в мезозойских отложениях, общая мощность которых превышает 2,5 км. Здесь наибольший интерес представляют гидрогеологически изолированные и полуизолированные ловушки в клиноформных комплексах, удаленные от областей питания подземных вод, на левобережье р. Сырдарья и в других районах.

На территории Южно-Тургайской впадины в последние годы получены новые фактические данные. Начатое в 80-х годах бурение структурных скважин и проведение сейсморазведки вскоре позволят преодолеть длительное отставание в изучении глубинного строения этого обширного района. Первые результаты структурного бурения подтвердили наличие грабенов, выполненных в верхней части юрскими сероцветными угленосными толщами, намечавшихся по результатам сейсморазведки КМПВ и МОВ. В пределах этих грабенов получены промышленные притоки нефти.

Вместе с тем при последних региональных обобщениях исследователи (90) приводят иное толкование использованных нами ранее (54) геолого-геофизических материалов.

Эти исследователи утверждают: «Строение домезозойского фундамента в закрытой части Южно-Тургайской зоны оставалось до сих пор неясным. Ряд исследователей (Н. А. Зайцев, 1972; Н. Я. Кунин, 1974; В. Ф. Беспалов, Ш. Е. Есенов, 1975; Р. Г. Гарецкий, П. Г. Кирюхин, 1974) считали, что здесь под мезозой-кайнозойскими осадками широко развиты отложения среднего и верхнего палеозоя. Однако такое предположение фактическими данными не подтверждается» (стр. 189).

Анализ материалов, приведенных в монографии (90), показывает, что какие-либо новые фактические данные по Южно-Тургайской впадине, позволяющие оспаривать развитие здесь пород ПСЭ, не получены. На северо-западном ограничении впадины картировочные скважины 762, 2 и 1 вскрыли терригенные толщи, относимые к ордовику. На северо-восточном ограничении депрессии скважины 7, 37 и 68 установили венд-нижнепалеозойские терригенные отложения и красные цвета D_2-3 . Аналогичные толщи вскрыты группой скважин на южном погружении Байконурского синклинория Улутау. Все эти данные учитывались нами при интерпретации материалов сейсморазведки (54), но все названные скважины расположены за пределами границ Южно-Тургайской впадины в зонах, где по сейсмическим материалам комплексы ПСЭ не выделяются. В толковании сейсмических данных наши

представления и представления группы исследователей (90) весьма близки.

Имеющиеся расхождения касаются двух вопросов.

1. Между подошвой платформенного чехла и отражающим горизонтом R_1 располагается толща отложений, выполняющая низы грабен-синклиналей и отдельных мульд. Эта толща нигде в Южно-Тургайской впадине не вскрыта бурением, а по сейсмическим данным $V_T = 3,8—4,4$ км/с. Признавая неясной стратификацию толщи, подстилаемую R_1 , мы считали ее терригенно-соленосным комплексом перми, а отражающий репер R_1 принимали приуроченным к солям, по аналогии с волновым полем многих районов Чу-Сарысуйской депрессии. Авторы (90) полагают, что данная толща сложена верхнетриасово-юрскими терригенно-угленосными породами. По данным новых исследований, в южной части впадины поверхность юрских отложений характеризуется $V_T = 4,2$ км/с. (Р. Б. Сапожников, устное сообщение). Поэтому отнесение толщи выше репера R_1 к юрско-триасовым отложениям, видимо, более предпочтительно.

2. Глубже репера R_1 мы строение Южно-Тургайской впадины оценивали по отражающим границам R_2 и R_3 , которые воздымаются по направлению к Улутау, а границу R_3 рассматривали как поверхность нижнепалеозойских отложений. Исследователи (90) признают наличие однократных отражений глубже репера R_1 и в монографии (рис. 19, стр. 48) показывают их широкое развитие и пологое залегание на временных разрезах до времени 3,5 с. Судя по рис. 18 (стр. 47) в этой же работе, средняя скорость на указанных временах превышает 3,0 км/с. Следовательно, глубина их залегания более 5,0 км. По нашим оценкам, на этой глубине залегает отражающий горизонт R_2 , а горизонт R_3 располагается на 2 км глубже.

Однако вопреки данным, приведенным в монографии А. А. Абдулина и др. (90), при геологической интерпретации отображается развитие под мезозойским осадочным чехлом на глубине 1—2 км сложенно-дислоцированных отложений венда—ордовика, включаемых в состав фундамента (рис. 1). Поведению спокойнозалегающих отражающих реперов R_2 и R_3 при этом внимание не уделяется.

Между тем, низкоскоростные юрско-триасовые отложения могут залегать не глубже границы R_2 , а наличие толщ девонских красноцветов во всех смежных районах (Тенизская впадина, Сарысу-Тенизский водораздел, Чу-Сарысуйская впадина, Каратау, Чаткал, Среднесырдарьинская впадина) в основании среднепалеозойского раздела — веское доказательство формирования девон-каменноугольного или девон-пермского формационного ряда.

Результаты региональных работ ОГТ и КМПВ и данные глубокого бурения, начатого в 80-х годах, вносят много нового в представление о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Южно-Тургайской впадины.

На площади Кумколь получены значительные притоки нефти из нижнемеловых—юрских сероцветов. При исследованиях КМПВ и ОГТ четко картируются кровля и подошва юрской терригенной толщи, характеризующиеся соответственно $V_T = 4,2$ км/с и 4,8 км/с. Глубже прослеживается преломляющая граница с $V_T = 6,0—6,2$ км/с, отождествляемая с каменноугольными карбонатами, которые вскрыты скважинами на юго-западном борту впадины.

Таким образом, новые результаты региональных исследований позволили установить развитие в южной части Южно-Тургайской впадины морских сероцветных терригенных отложений неокома, юры и, видимо, триаса, имеющих площадное распространение с возрастанием мощностей в грабеновидных мульдах. По-видимому, раннемезозойский палеобассейн охватывал северо-восток Приаралья, Джусалинское поднятие и южную часть Южно-Тургайской впадины. В этом комплексе

установлена промышленная нефтеносность. Среднепалеозойские отложения ПСЭ, представленные каменноугольными карбонатами и девонскими красноцветами, также широко развиты во впадине. Неясными остаются наличие и ареалы распространения верхнепалеозойских, девонских соленосных и додевонских пород ПСЭ. Энергично проводимые здесь региональные геофизические исследования и бурение, стимулированные положительными результатами, по-видимому, позволяют оценить основные особенности глубинного строения Южно-Тургайской впадины в ближайшие годы.

Амударьинская впадина и прилегающие регионы юга Туранской плиты. Рассмотрим строение и нефтегазоперспективность глубокопогруженных зон южных районов Туранской плиты сначала по территории Туркмении, а затем по Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции на территории Юго-Западного Узбекистана.

Особенности состава и структуры доюрских отложений на территории юга Туранской плиты по состоянию изученности на начало 70-х годов освещено во многих работах (9, 10, 34, 50, 63) и др. По данным этих обобщений на эрозионную поверхность доюрских отложений на большей части территории Туркмении выходят породы фундамента Карабогазского и Центрально-Каракумского сводов. По материалам региональных профилей КМПВ, проведенных Ю. Н. Годиным, Б. С. и И. С. Вольвовскими, К. Е. Фоменко, А. Е. Старобинцем и М. Е. Старобинцем и др., поверхность фундамента погружается от сводов в разные стороны до глубины 5—15 км и более. Наибольшие глубины залегания фундамента и максимальные мощности доюрских отложений установлены в Предкопетдагском прогибе и Амударьинской впадине.

На большей части северной половины Амударьинской впадины в ее бортовых зонах под юрскими отложениями залегают вулканогенные породы, обычно оцениваемые как пермо-карбоновые или верхнепалеозойские, терригенные красноцветные отложения и эффузивы пермо-триаса. В указанных отложениях незначительные признаки нефтегазоносности отмечены на площади Ачак, но в целом все исследователи единодушно оценивают их как мало- или бесперспективные.

Состав более глубоких отложений доюрского возраста в центральной части Амударьинской впадины остается неясным. Обычно их именуют пермо-триасовыми, ориентируясь на намеченный герцинский возраст фундамента в этом регионе. Разрезы, вскрытые на северных обрамлениях Амударьинской впадины, не позволяют предполагать развитие в ее погруженных зонах отложений, древнее каменноугольных. Большие мощности доюрских толщ (до 4—9 км) в погруженных районах не согласуются с суммарными мощностями пермо-триасовых отложений прибортовых разрезов, не превосходящими 1,5—2,0 км, поэтому проблема оценки состава мощных доюрских толщ этого региона не может считаться решенной.

В 70-х годах в восточной части Туркмении выполнен региональный профиль КМПВ XX Калаимор-Учаджа по плотной системе наблюдений, который позволил проследить поведение поверхности фундамента от центральных районов Амударьинской впадины до предгорий Парапамиза в Бадхыз-Карабильской зоне поднятий у южных границ СССР несколько восточнее г. Кушки. В этой зоне поднятий доюрские отложения вскрыты на Бадхыз-Карабильской ступени скважинами Кагазли, Карабиль 1, 3, 4, 5, Курукбели 1 и Даулетабад, а также на структурах Ислим и Карачоп в Кушкинской антиклинальной зоне.

Сейсмогеологический разрез профиля XX резко неоднороден (рис. 11). Его южная часть тяготеет к району Бадхыз-Карабильского поднятия, где прослежены три высокоскоростных преломляющих горизонта: 1) с граничной скоростью 4,9 км/с, приуроченный к поверхности доюрских отложений; 2) горизонт с $V_r=5,4-5,6$ км/с, видимо, связан-

ный с поверхностью палеозоя; 3) поверхность фундамента с граничной скоростью 6,0—6,1 км/с. В северной части профиля, которая располагается в центральной погруженной части Амударьинской впадины, фиксируется иной разрез. Здесь прослеживается преломляющая граница от поверхности карбонатно-хемогенной юрской толщи с $V_T = 4,6—4,9$ км/с и еще две—три более глубокие преломляющие поверхности с $V_T = 6,0—6,2$ км/с, 6,2—6,3 км/с и 6,3—6,4 км/с. Преломляющая граница по поверхности доюрских отложений, которая выделена на

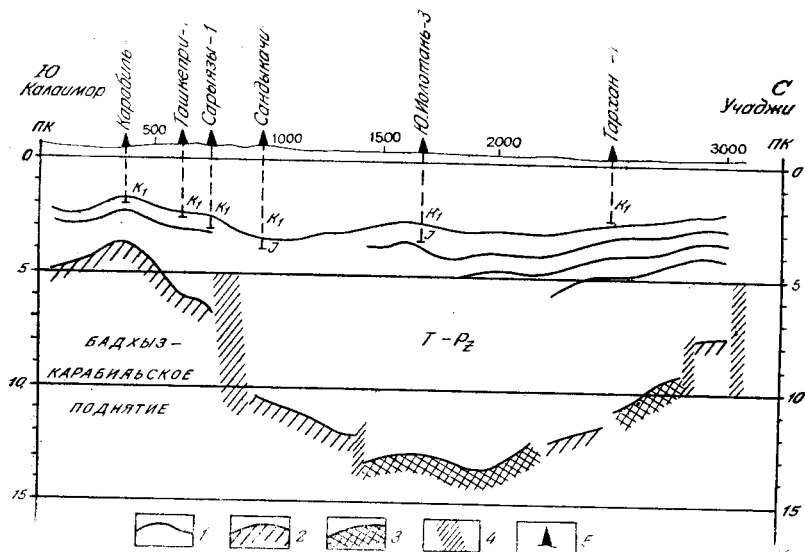


Рис. 11. Сейсмологический разрез по профилю Каламор-Учаджа (XX) в южной части Амударьинской впадины.

1 — преломляющие границы в осадочном чехле и ПСЭ. Преломляющая граница — поверхность фундамента; 2 — граничные скорости 6,0—6,4 км/с, 3 — граничные скорости 6,5—6,7 км/с, 4 — разломы, 5 — глубокие скважины.

южном участке профиля, в центральной части Амударьинской впадины не отмечается. На глубине 10—14 км здесь трассируется поверхность фундамента с $V_T = 6,5—6,7$ км/с.

Минимальные глубины поверхности доюрских отложений и фундамента отмечены в районе Карабильского поднятия, от которого на юг установлено относительно пологое, а на север — крутое погружение преломляющих границ. К югу от Карабильского поднятия преломляющая граница от поверхности доюрских отложений трассируется на глубинах до 3,0 км, а поверхность фундамента конформно ей на глубинах 4,0—5,0 км, однако, на южном конце профиля поверхность доюрских отложений воздымается к югу, а поверхность фундамента такого воздымания не испытывает.

Высокоскоростные преломляющие границы в центральной части Амударьинской впадины прослежены на 1—2, 2,2—2,5 км и более глубже поверхности карбонатных толщ келловей-оксфорда, картируемой МОГТ на глубине до 3,5 км. Эти преломляющие высокоскоростные границы плавно воздымаются на север, располагаясь на глубинах от 6 до 4 км. Наличие трех высокоскоростных (граничные скорости более 6,0 км/с) преломляющих границ друг над другом в надфундаментном разрезе для Туранской плиты — явление новое. Верхняя толща верхнеюрских карбонатно-хемогенных отложений, по данным ОГТ и бурения, имеет мощность до 1 км и несколько больше. Наличие подстилающих ее терригенных отложений значительной мощности (не менее 0,5 км) позволяет выделять более глубокие преломляющие границы с близкими значениями V_T . Эти высокоскоростные толщи имеют карбонатный или карбонатно-хемогенный состав.

Результаты наблюдений КМПВ по указанному профилю свидетельствуют о том, что мощная толща карбонатных (видимо, карбонатно-хемогенно-терригенных) отложений развита в центральных районах Амударьинской впадины вплоть до глубин 5—6 км. По-видимому, в их состав входят доюрские карбонатные толщи, не известные в бортовых зонах.

Суждение о стратиграфической принадлежности этих толщ несомненно ориентировочное. Общие представления о палеогеографии региона на доюрских этапах развития весьма дискуссионны. Вместе с тем принадлежность этого региона к Туранской плите с достаточно древним возрастом консолидации глубокопогруженного фундамента вполне очевидна. До разработки обоснованных рабочих гипотез о составе мощного доюрского разреза в центральной части Амударьинской впадины обратимся к информации о возможных аналогах высокоскоростных доюрских комплексов в смежных с юга относительно стабильных районах Ирана.

По оценкам Э. Я. Левена, средней части пермского разреза в Северном Иране отвечает формация серых и черных битуминозных известняков. вполне возможно, что аналогичная толща развита и в погруженных районах Амударьинской впадины. Можно также полагать, что здесь в депоцентрах прогибания распространены карбонатные фации среднего и позднего палеозоя, сменяющиеся, согласно ходу трансгрессий и регрессий, фациями некомпенсированного прогибания. В подобных бассейнах обычно накапливаются пачки доломитизированных и ангидритизированных пород, характеризующиеся высокими граничными скоростями. Эти комплексы недоступны для современного бурения, но они весьма интересны как возможные источники углеводородов.

В свете данных КМПВ о залегании фундамента в Бадхыз-Карабильской зоне поднятий большой интерес представляют оценки А. Н. Давыдовым, Л. В. Косаревым возраста доюрских отложений, вскрытых скважинами отложений в Бадхыз-Карабильской зоне поднятий. Эти исследователи, на основании сопоставления разрезов Бадхыз-Карабиля со смежными районами Афганистана и Ирана и новых определений абсолютного возраста по калий-аргоновому методу, вулканогенно-осадочную толщину, вскрытую на площади Кагазли в интервале 2630—3200 м, относят к девон-карбону.

Несогласно на вулканогенно-осадочной толще Кагазли и над мощной корой выветривания залегает маломощная континентальная пачка, в которой найдена флора Т₃. Возраст фундамента Бадхыз-Карабильской зоны поднятий, как и Хангиренского выступа (северо-восток Ирана) и Майманинского выступа (Северный Афганистан), оценивается как докембрийский. При такой интерпретации в состав доюрских разрезов Бадхыз-Карабильской зоны под отложениями триаса и девон-карбона предполагается развитие нижнепалеозойских и рифей-вендских отложений.

К югу от Кагазли в пределах Северо-Афганского выступа на площади Ходжа-Гургурты по отложениям триаса пройдено 300 м, здесь вскрыты темно-серые аргиллиты с редкими прослоями известковистых песчаников и алевролитов.

По оценкам А. Н. Давыдова, Л. В. Косарева и др. в разрезе доюрских отложений юго-востока Туркмении наиболее древние толщи вскрыты на площадях Ислим и Карачоп, где выделяются в нижней части разреза переслаивающиеся окварцованные песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов, в средней части темно-серые аргиллиты, в верхней — песчаники с прослоями мергелистых глин, которые датируются как нижнепалеозойские.

Накопленная в последние годы геолого-геофизическая информация по южным районам Восточной Туркмении и смежным районам

Афганистана позволила В. И. Браташу (17, 18) обратиться к уточнению возраста фундамента и положению южных границ Туранской плиты. Фундамент региона, по мнению этого исследователя, имеет докембрийский возраст, а в его рельефе выделяется несколько зон поднятий, осложняющих общее погружение фундамента к западу, к меридиональной оси Амударьинской впадины. По сравнительно достоверным данным этот исследователь выделяет Чахчаранскую зону поднятий фундамента, протягивающуюся широтно при ширине 100—170 км до Кушки с погружающейся к северо-западу периклиналью. В восточной части этой зоны нижнепротерозойское основание перекрывается мел-кайнозойскими отложениями. Вскрытые на глубинах 2500—3100 м на Карачопском и Ислимском поднятиях близ Кушки породы оцениваются как хлорит-серицитовые сланцы и датируются В. И. Браташом докембрием. Они перекрыты юрскими отложениями.

Южнее выделяется Бандитуркестанский прогиб шириной 40—50 км, который прослеживается с востока до района Кагазли на западе. Этот прогиб выполнен красноцветной толщей среднего карбона—перми и мощной (до 4,5 км) сероцветной толщей нижнего—среднего триаса. При пересечении прогиба меридиональными разломами Мургабской зоны (в районе Кагазли) резко возрастает роль вулканитов. Указанный прогиб ограничен сооружениями Северо-Афганской зоны выступов фундамента: Майманинским с севера и Бандипамирским с юга.

В пределах Майманинского выступа на территории Афганистана на Хананинской структуре на глубине 1112 м под неоксом вскрыты гнейсы красного цвета. Аналогичные гнейсы в этой зоне вскрыты скважины Ангот 1,9; на скв. Сарыпуль 1 вскрыт гнейсогранит. В других скважинах вскрыты метаморфические породы, которые на погружениях выступов перекрываются кварц-биотитовыми сланцами венда—ордовика мощностью до 2000 м, а далее известняками силура—девона мощностью до 2 км. Выше лежащий разрез включает преимущественно карбонатные толщи верхней перми мощностью до 1000 м.

Приведенные данные свидетельствуют, что фундамент в обрамлениях южной зоны Туранской плиты имеет несомненно докембрийский возраст и перекрыт несколькими формациями палеозойских толщ ПСЭ. Среди этих формаций есть несколько комплексов карбонатного состава с геологическим возрастом от силура до перми, аналоги которых, по-видимому, активно участвуют в выполнении Амударьинской впадины. К этим комплексам, очевидно, приурочены высокоскоростные преломляющие горизонты, фиксируемые между поверхностями карбонатной юры и фундамента в Учаджинском районе по профилю XX. Весьма вероятно, что так называемый Учаджинский блок (выступ) фундамента — это длительно развивавшаяся «унаследованная» атолловая постройка и в связи с этим представляет первоочередной интерес для заложения сверхглубокой скважины для вскрытия толщи юрских и более глубоких карбонатов.

В районах Восточной Туркмении глубокопогруженные доюрские отложения в настоящее время не представляют первоочередного интереса для поисков залежей нефти и газа в связи с залеганием на больших глубинах и слабой изученностью лежащих выше на относительно доступных глубинах высокоперспективных комплексов нижнего мела и юры. В районах размыва верхнеюрской покрывки (Карабиль-Бадхыз и другие) экраном для глубокозалегающих отложений, условно объединяемых часто в пермо-нижнекембрийский нефтегазоносный комплекс, служат породы валанжина. По периферии Амударьинской впадины глубина залегания поверхности этого комплекса составит менее 3,0—3,5 км в Чарджоуской, Унгузской, Карабиль-Бадхызской зонах, которые, очевидно, должны явиться первоочередными объектами

ми опосредования келловейских и более древних отложений платформенного чехла и ПСЭ.

Значительный интерес представляет изучение перспектив нефтегазоносности обширного подсолевого поднятия, которое намечено нами совместно с Г. И. Семеновой со сводом вблизи Шатлыкского месторождения (для вскрытия которого необходимо бурение на глубину 5,5 км), а также крупного Астанабабинского подсолевого поднятия. В целом рассматриваемый район Туркменской ССР характеризуется большими перспективами значительных открытий в глубокопогруженных горизонтах.

К южным районам Туранской плиты относится и северный борт Предкопетдагского передового прогиба, постепенно сужающегося к западу. Этот прогиб все исследователи единодушно оценивают как территорию с высокой плотностью прогнозных ресурсов углеводородов, в которой на протяжении мезозоя и кайнозоя накапливались осадки морских осадочных толщ терригенного и карбонатного состава. Здесь, однако, несмотря на длительные исследования, не удалось обнаружить антиклинальные ловушки нефти и газа. Результаты работ ОГТ по отдельным профилям через Предкопетдагский прогиб свидетельствуют о том, что в разрезе отмечаются многочисленные клиноформы, в которых отражающие границы как вверх, так и вниз по региональному склону не прослеживаются. Это показывает, что в высокоперспективном регионе имеются необходимые предпосылки для выявления неантиклинальных ловушек.

Открытие уникального Даулетабад-Донмезного газового месторождения в пласте песчаников готерива на моноклинали южного склона Туранской плиты свидетельствует, что объекты такого типа не должны недооцениваться. Северный склон Предкопетдагского прогиба весьма благоприятен для поисков месторождений в аналогичных ловушках.

Определенный интерес представляют выступы фундамента на южном склоне Центрально-Каракумского свода. Центральная часть свода, как свидетельствуют данные бурения, сложена гранитами. Зоны выветривания гранитов на Оймашинском поднятии Южного Мангышлака промышленно нефтеносны. В аналогичных ловушках известны нефтяные месторождения и в других районах. Однако выделение объектов такого типа требует преодоления многих трудностей.

Преимущественно на территории Туркмении размещаются также Дарьялык-Дауданская, Ассакеауданская, Учтаганская и некоторые более мелкие впадины Туранской плиты, в которых развиты доюрские комплексы ПСЭ. В последние годы в этих регионах не выполнялись значительные объемы геолого-геофизических исследований, поэтому сделанные по итогам работ 60—70 годов заключения (54) о сравнительно небольших перспективах нефтегазоносности этих регионов, полностью сохраняют и ныне свое значение.

Восточная часть Амударьинской впадины на территории Узбекской ССР отличается сравнительно неглубоким залеганием фундамента. Рельеф поверхности меловых горизонтов и верхнеюрских соленосной и карбонатной толщ здесь исследован с высокой степенью детальности. Тектоническое районирование и природа геофизических аномалий этого региона подробно рассмотрена Б. Б. Таль-Вирским (88), обобщившим результаты геофизических исследований региона вплоть до второй половины 70-х годов.

Новые материалы исследований «Узбекгеофизика» и данные глубокого бурения позволяют установить ряд примечательных особенностей глубинного строения региона, важных в аспекте рассматриваемой проблемы. Х. У. Узаков обобщил материалы по скважинам, вскрывшим домезозойские породы в восточной части Амударьинской впадины. Данные этих исследований существенно уточняют сложившиеся

представления о строении и рельефе фундамента, ареалах развития и составе промежуточного структурного этажа.

Важное значение имеют результаты исследований КМПВ (рис. 12), позволившие выявить две преломляющие границы, связанные с доюрскими образованиями. Одна из них с $V_r = 5,8-6,8$ км/с приурочена

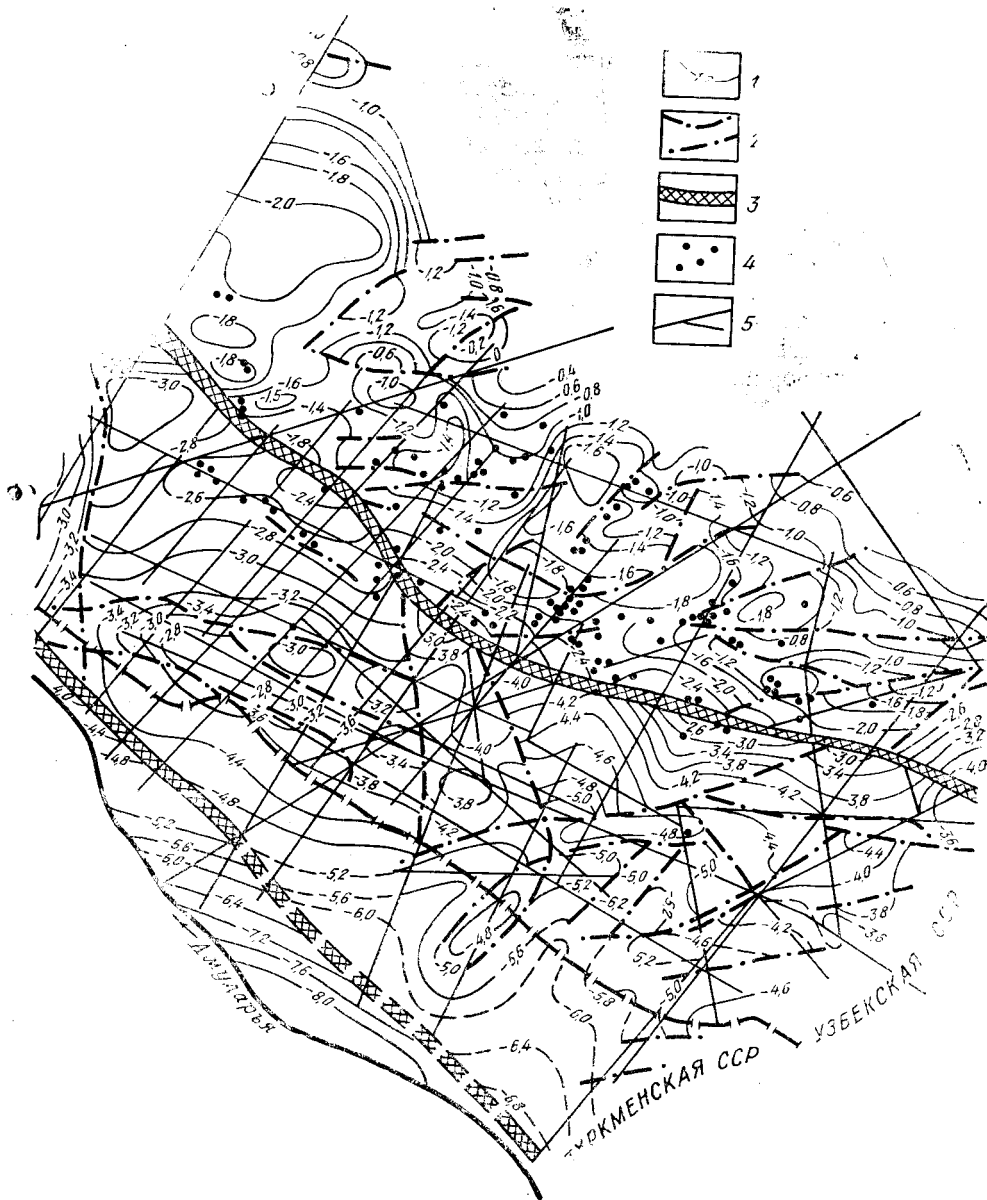


Рис. 12. Схема рельефа поверхности фундамента восточной части Амударьинской впадины.

1 — изогипсы поверхности фундамента, 2 — разрывные нарушения, 3 — региональные флексуно-разрывные зоны, 4 — скважины, вскрывшие поверхность фундамента, 5 — профили КМПВ и ГСЗ

к поверхности фундамента, которая вскрыта на Бухарской ступени и в поднятой западной части Чарджоуской ступени большим количеством скважин. В основном за пределами этих районов прослежена еще одна преломляющая граница с $V_r = 5,3-6,0$ км/с, повсеместно развитая в Бешкентском прогибе и на западном погружении Чарджоуской ступени.

В зонах поднятий юрские отложения подстилаются пермо-триасовыми конгломератами, вскрытыми скважинами на площадях Кандым, Хасанкуль, Сузьма, Аккум, Парсанкуль, Кувачи. Более древние конгломераты, видимо, верхнекаменноугольно-нижнепермские, вскрыты на площадях Фараб и Алат. Длительное накопление конгломератов свидетельствует о существовании в позднем палеозое—триасе фаций предгорных равнин и конусов выноса рек со значительным продольным уклоном, стекающих, по-видимому, к западу и югу. Однако представляется неправильным по этой прибортовой фации судить об общем составе доюрских толщ. В их верхней части, очевидно, преобладают терригенные комплексы, однако, вышеуказанная преломляющая граница с $V_r=5,8-6,0$ км/с связана, по-видимому, с доюрскими карбонатно-терригенными отложениями средневерхнепалеозойского возраста. Выше доюрской толщи в рассматриваемом районе развиты юрские терригенные толщи, которые остаются слабо изученными и обычно рассматриваются как заслуживающий внимания ближайший резерв нефтегазопромысловых работ. Существенное повышение качества материалов ОГТ позволило, наряду с успешным решением задачи картирования верхнеюрских рифов, получить информацию о юрской терригенной толще; в которой на ряде площадей прослежены выдержанные отражающие горизонты. Рассмотрим значение новой информации для решения проблемы поисков месторождений нефти и газа в доюрских и глубокопогруженных отложениях.

Фундамент региона вскрыт 1600 скважинами и, по данным Х. У. Узакова, более чем на 50% сложен гранитоидами, а также сопутствующими им кислыми эффузивными породами и дайковым комплексом среднего состава. Особенно много гранитов на эрозионном срезе фундамента Бухарской ступени. Во многих скважинах отмечается сильная разрушенность гранитов, формирование коры выветривания и глубоких преобразований вблизи зон разломов. Граниты прорывают сланцевые толщи кварцево-слюдистого и хлорит-серицит-кварцевого состава, которые обычно рассматривают как аналоги докембрийских сланцев Южного Тянь-Шаня. В составе фундамента вскрыта полоса массивных и слоистых от светло-серых до почти черных известняков предположительно девонского возраста.

Геоструктура Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области характеризуется расчленением северо-восточного склона Амударьинской впадины флексурно-разрывными зонами на региональные ступени и широко развитыми здесь разломными виргациями и поперечными разрывами. В этой связи, по-видимому, особый интерес представляет Учбаш-Каршинская флексурно-разрывная зона, вдоль значительной части которой происходит перепад глубин залегания поверхности фундамента до 1 км и более. Вдоль этой зоны выклиниваются юрские отложения, обладающие значительным нефтегазогенерационным потенциалом.

Выступы гранитов и карбонатные массивы вблизи разрывной зоны могут содержать обширные проницаемые тела, которые на данной стадии поисково-разведочных работ в регионе должны явиться, по нашему мнению, одним из новых интересных классов объектов для поисков залежей нефти и газа.

В качестве второго нового интересного направления поисков следует рассматривать глубокопогруженные зоны приразломных прогибов и их склоны. Некоторые из прогибов отличаются значительным увеличением мощности олигоцен-четвертичных отложений, поэтому обычно эти прогибы рассматривают лишь как неотектонические грабены. Между тем, как свидетельствуют новые данные КМПВ и ОГТ, амплитуда этих приразломных прогибов и их протяженность вдоль зон разломов с глубиной возрастают.

Так, известный Каракульский прогиб, примыкающий к подножью Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоны, по поверхности фунда-

мента имеет амплитуду до 1,5 км и протягивается в виде грабена (названного Казганским), несколько сужаясь, на северо-запад более чем на 100 км.

Казганский грабен размещается на месте платформенных Биргутлинского и Шортакланского прогибов и перемычек, отделяющих их друг от друга и от Каракульского прогиба. Эти перемычки по поверхности фундамента практически не выделяются. Общая длина Каракуль-Казганского прогиба по поверхности фундамента достигает 220 км при ширине 10—25 км. Эти прогибы представляют большой интерес для опоскования с целью выявления небольших антиклинальных и крупных ловушек в зонах выклинивания юрских и доюрских терригенных коллекторов, а также отдельных рифовых построек. В таких ловушках конседиментационного формирования можно рассчитывать на выявление, в первую очередь, месторождений нефти.

Наиболее важным направлением поисков является изучение перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений (карбонатной и терригенной юры и доюрских толщ) Бешкентского прогиба. Как показывает карта поверхности фундамента, этот прогиб выражен довольно четко. Глубина залегания фундамента по оси прогиба возрастает к юго-западу, где достигает 7,5—8,5 км в зоне сочленения Бешкентского прогиба с Мургабским. Таким образом, Бешкентский прогиб по поверхности фундамента протягивается от Зирабулак-Каратюбинского выступа до центральных районов Амударьинской впадины, ограничивая с юго-востока Бухарскую и Чарджоускую ступени. Для Бешкентского прогиба характерно значительное увеличение мощности юрских терригенных и доюрских отложений. В их составе можно ожидать развитие карбонатных комплексов палеозоя-триаса, в этом случае глубины залегания поверхности фундамента, по-видимому, будут еще большими.

Для Бешкентского прогиба характерно развитие соляных подушек в верхнеюрской хемогенной формации и проявление в подсолевых отложениях АВПД с высокими коэффициентами аномальности. Это означает, что не только карбонатные, но и терригенные подсолевые юрские комплексы в этом районе, по-видимому, сохраняют хорошие коллекторские свойства на больших глубинах. Развитие мощных толщ соли, проявление криптодиapiroзма, наличие рифов затрудняют картирование крупных антиклинальных поднятий и выявление иных ловушек нефти и газа в терригенной юре. Это требует целенаправленного проведения большого объема опытно-методических работ и параметрического бурения. Бешкентский прогиб — несомненно самая крупная высокоперспективная региональная структура Юго-Западного Узбекистана. Наряду с поисками рифогенных и иных ловушек в карбонатной юре важное значение имеет разработка методики картирования отражающих горизонтов в юрской терригенной толще. Отдельные наблюдения ВСП, результаты исследований на ряде площадей дают основание думать, что надежная методика будет разработана в ближайшие годы.

Изложенное в главах II и III свидетельствует о неоднородной изученности строения и нефтегазоносности доюрских отложений региона. Вместе с тем накопленные к началу 80-х годов данные существенно расширили наши сведения о строении этих комплексов. Во-первых, важен опыт изучения доюрских отложений Мангышлака и Чусарьсуйской впадины, где исследования ПСЭ выполнены в наибольших объемах. Проведенными здесь съемками ОГТ удалось картировать опорные отражающие горизонты в доюрских комплексах и кондиционно подготавливать антиклинальные структуры к глубокому бурению. В этих столь разных регионах установлена промышленная нефтегазоносность девонских, каменноугольных, пермских и триасовых отложений. Поэтому ныне промышленная нефтегазоносность доюрских

комплексов на Туранской плите доказана вполне убедительно и их дальнейшее освоение не вызывает каких-либо принципиальных возражений.

Во-вторых, доказано, что доюрские отложения, несмотря на пестроту состава и разрезов, на повышенную дислоцированность и развитие магматических проявлений, не принадлежат фундаменту. Лишь некоторые исследователи продолжают отстаивать повсеместное или преимущественное отнесение доюрских комплексов к фундаменту (28, 90).

В-третьих, установлено, что доюрские разрезы погруженных зон существенно и часто принципиально отличаются по составу и степени дислоцированности от доюрских толщ, прилегающих зон поднятий и горно-складчатых сооружений обрамления. Следовательно, латеральная изменчивость состава и степени дислоцированности доюрских комплексов вполне очевидна.

В-четвертых, нефтегазоносность ПСЭ развивается с заметным смещением по отношению к районам, где продуктивен платформенный чехол.

В-пятых, выяснено, что разрезы доюрского комплекса отличаются отчетливой неполнотой и длительность устойчивых прогибаний при накоплении ПСЭ в пределах структур II порядка не превышала 200 млн. лет.

Наконец, становится очевидным, что трассирование через закрытые территории Туранской плиты герцинских (палеозойских) геосинклинальных сооружений Урало-Монгольского или Средиземноморского пояса неправомерно. Практически повсеместно, где достаточно изучена, выяснено отсутствие на закрытых территориях линейных дислокаций герцинид и слабая дислоцированность палеозойско-триасовых комплексов. Поэтому различные версии о продолжении на юг герцинских сооружений Урала, сочленениях Урала и Тянь-Шаня, Тянь-Шаня и Донбасса, Каратау и Улутау не согласуются с новой геолого-геофизической информацией. Общим для Туранской плиты является глыбовое стросние фундамента докембрийской консолидации и возникновение на границах глыб различно построенных шовных зон, а также развитие процессов активизации. При этом достоверно выяснено, что разные регионы Туранской плиты развивались неодинаково. Намечается преобладание палеозойского осадконакопления на северо-востоке плиты при высоком последующем стоянии этого региона в триасе. Палеозойские прогибы пространственно не совпадают и не располагаются в осевых частях синеклиз чехла, как полагали многие исследователи.

Поэтому случаи сходства зон максимальных прогибаний ПСЭ и платформенного чехла и их согласной дислоцированности — редкое исключение. Промежуточный структурный этаж и платформенный чехол — несомненно различные структурно-литологические этажи. Общее сходство их ареалов развития предопределяется принадлежностью к областям относительного погружения фундамента.

Изучение перспектив нефтегазоносности глубоко погруженных комплексов Туранской плиты показало, что в их составе, помимо ПСЭ, значительный интерес представляют юрские и даже нижнемеловые отложения платформенного чехла в южных районах плиты, а также, возможно, в осевых частях впадин Каспийско-Аральской системы прогибов. Вместе с тем, получение промышленных притоков нефти из гранитоидов Оймашинского поднятия, позволяет считать заслуживающими внимания и выступы фундамента, располагающиеся на путях региональной миграции углеводородов. Наиболее крупные объекты такого типа намечаются в пределах Бухарской и Чарджууской ступеней, а также на южном склоне Центрально-Каракумского свода.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ОТРАЖАЮЩИЕ ГОРИЗОНТЫ И ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Первое обобщение материалов по сейсмогеологической характеристике Туранской плиты по данным на начало 60-х годов было принято И. С. Вольвовским, Р. Г. Гарецким и др. (22) по результатам региональных исследований КМПВ и площадных съемок МОВ на отдельных участках. За прошедшие десятилетия изученность Туранской плиты существенно выросла, в значительной мере изменился методический уровень сейсмических исследований, резко увеличилась их глубинность и разрешающая способность. При упомянутом обобщении и в последующих региональных обобщениях авторов настоящей монографии, а также А. У. Захидова, Р. Б. Сапожникова, Б. Б. Таль-Вирского и др. большое внимание уделено характеристике преломляющих границ. В настоящее время, когда исследования платформенного чехла и ПСЭ на всю их мощность в основном осуществляются ОГТ, резко возросла и во многих случаях стала доминирующей информация при изучении этих комплексов об ансамблях и особенностях поведения отражающих границ. Поэтому мы, прежде всего, сконцентрируем внимание на обобщении данных об отражающих границах надфундаментного разреза Туранской плиты и некоторых аспектах их региональной геофизической интерпретации.

На Туранской плите выполнены огромные объемы сейсморазведки отраженными волнами. С 70-х годов здесь широко применяется ОГТ, который используется главным образом как метод выявления и подготовки к глубокому бурению нефтегазоперспективных структур.

На территории Мангышлака, Западного Устюрта проведены исследования по региональной системе профилей ОГТ, единичные региональные профили ОГТ выполнены в Восточной Туркмении, Западном Узбекистане, Южном Казахстане. При исследованиях МОВ и ОГТ главный акцент был сделан на трассирование опорных отражающих горизонтов, использовавшихся как основа для структурных построений и порой учитывающихся при изучении истории тектонического развития локальных структур. Последняя оценивалась путем изучения мощности толщ, заключенных между сейсмическими реперами, в предположении о компенсированном осадконакоплении, тесной связи мощностей и амплитуд прогибания.

При исследованиях Туранской плиты большое внимание уделялось также оценке вещественно-литологического состава осадочных толщ по сейсмическим данным, уточнению привязки опорных отражающих горизонтов, определению и выяснению литолого-стратиграфической значимости коэффициентов отражения. В отдельных случаях по особенностям волнового поля, по результатам детального изучения средних и пластовых скоростей производились попытки определения лито-фациального состава. Большие успехи достигнуты в оценке характерных сейсмических признаков рифов Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции. Это углубленное внимание к природе волновых

полей выразилось в значительном охвате сейсмокаротажем и вертикальным сейсмическим профилированием глубоких скважин. Общее число скважин, охваченных сейсмическими исследованиями на Туранской плите, превышает 500.

Литолого-вещественные аспекты сейсмических данных широко учитывались при обобщениях по отдельным регионам Туранской плиты и по различным комплексам, однако попытка их использования при межрегиональных обобщениях по всей плите с охватом всего надфундаментного разреза еще не предпринималась. Между тем, именно сейсмические исследования ОГТ стали наиболее информативным методом геофизического освещения строения надфундаментного разреза и оценки перспектив его нефтегазоносности. Можно не сомневаться, что эта ведущая роль исследований отраженными волнами в ближайшем будущем только усилится.

Развитие сейсмостратиграфического анализа показывает, что многие особенности сейсмических материалов могут быть широко использованы для воссоздания палеогеографии. Хотя на территории Туранской плиты целенаправленные исследования не проводились, интерес представляет попытка частичного решения этих вопросов на основании обобщения имеющихся данных. Рассмотрим особенности отражающих горизонтов и возможности их использования для оценки палеогеографии основных этапов развития Туранской плиты.

Предварительный сейсмостратиграфический анализ разрозненных профилей ОГТ показывает, что основными типами сейсмических комплексов и сейсмических фаций платформенного чехла и ПСЭ Туранской плиты являются комплексы и фации шельфа и прибрежных равнин. Наиболее характерно волновое поле параллельных субгоризонтальных отражений, состоящее из отдельных интенсивных отражающих горизонтов, между которыми на временных разрезах прослеживаются группы осей синфазности и отдельные отражения с изменяющейся интенсивностью, субпараллельные основным реперам. Как правило, на полученных материалах до настоящего времени такие слабые границы перестают прослеживаться по простиранию в условиях согласного залегания без видимых явлений подошвенного или кровельного прилегания, налегания, эрозионного среза.

Как показывает опыт сейсмических исследований ОГТ в Западной Сибири, Предкавказье и других регионах, совершенствование цифровой регистрации и обработки, в частности, более широкое использование процедур деконволюции, восстановления истинных амплитуд отраженных волн, в ряде случаев миграции и дифракционных преобразований, различных приемов динамического анализа, преобразований на основе волнового уравнения приводит к выявлению сложного рисунка сейсмической записи слабых отражений, часто в интервале между субпараллельными опорными границами. Однако уже на нынешнем этапе развития цифровой регистрации и обработки вполне очевидно, что, по крайней мере в мел-кайнозойском разрезе Туранской плиты (в отличие от Западно-Сибирской и Скифской), сейсмические фации глубокого шельфа и континентальной окраины, парагенезы сейсмических фаций выстилания дна некомпенсированного водоема и клиноформы латерального наращивания его склонов не получили широкого регионального распространения и имеют четкую локализованную приуроченность.

Рассмотрим сверху вниз особенности волновых полей и скоростные характеристики в различных осадочных комплексах Туранской плиты. Отложения кайнозоя на Туранской плите на обширных пространствах к северо-востоку от Аральского моря, а также на склонах Центральных Кызылкумов и Карабогазского свода имеют мощность до 300—400 м и сейсмические отражающие границы: в них не прослеживались. Неогеновые отложения на Туранской плите нигде не

являются нефтегазоносными, с ними не связаны какие-либо протяженные отражающие горизонты. Первая сверху толща, которая исследована сейсморазведкой МОВ, — комплексы палеогена. Пластовые скорости в палеогеновых отложениях изучены большим числом скважин и характеризуются широким диапазоном значений от 1,7 до 3,5 км/с, не обнаруживая в большинстве регионов значительного увеличения с

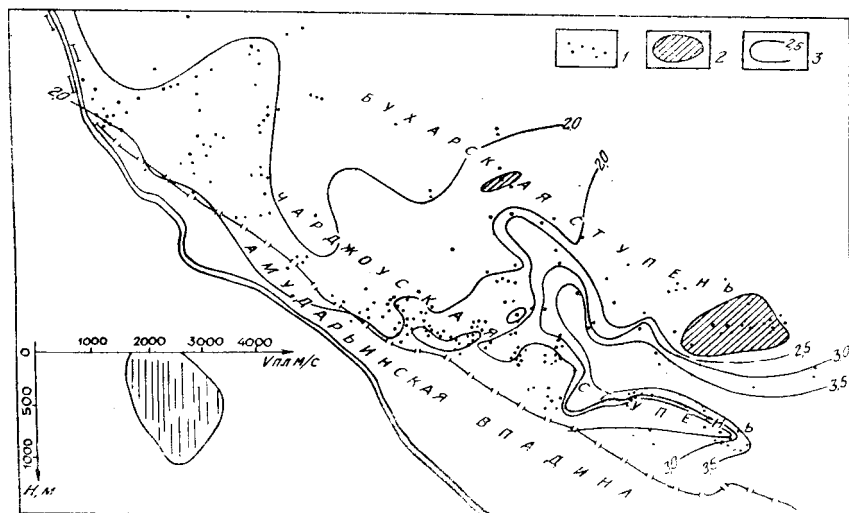


Рис. 13. Изменение пластовых скоростей палеогеновых отложений юго-западных районов Узбекистана (по данным ПГО «Узбекгеофизика», 1933 г.).
1 — скважины глубокого бурения, в которых проведено вертикальное сейсмопрофилирование или сейсмокаротаж, 2 — зоны отсутствия отложений палеогена, 3 — изолинии среднепластовых скоростей. Слева — развернутый график средних пластовых скоростей по P_g .

глубиной. Пример изменения $V_{пл}$ приведен на рис. 13. В районах Устюрта пластовые скорости в отложениях палеогена преимущественно составляют 2,0—2,5 км/с, а в Аральской впадине и к востоку от нее обычно варьируют от 1,7 до 2,2 км/с.

Газоносность палеогеновых отложений впервые установлена на Туранской плите в Северо-Западном Приаралье (песчаники эоцена). В этом регионе, по данным Б. С. Тасыбаева, в палеогеновых отложениях зафиксирован четкий отражающий горизонт Э, приуроченный к кровле тасаранской свиты верхнего эоцена. Это отражение привлекло к себе внимание в связи с выявлением промышленной газоносности палеогеновых отложений. Отражение Э регистрировалось на временах 0,3—0,6 с и было приурочено или к сводам локальных структур, или к обширным зонам, где установлена повышенная зональная мощность песчаников или локальное увеличение песчаности на сводах. В качестве опорного в этом регионе выделяется отражающий горизонт I, регистрируемый на времени 0,4—1,3 с, который повсеместно приурочен к границе палеогеновых и меловых отложений.

Другим районом, где кайнозойские отложения промышленно продуктивны, является крайний юг Туранской плиты, где месторождение газа связано с бухарскими известняками. На этой границе опорное отражение выделяется очень широко и обусловлено следующим: а) аномальным понижением пластовых скоростей в нижней части палеогеновых отложений до 1,8—2,2 км/с, обусловленным специфическим составом морских фаций, преобладанием опоковидных некарбонатных глин и глауконитовых песчаников; б) появлением в палеогеновых или датских отложениях, формировавшихся в условиях лагун, пластов гипса, известняка, ангидрита, мергелей или карбонатных глин, обладающих аномально высокой скоростью и плотностью по сравнению с вмещающими породами; в) формированием перерывов осадко-

накопления в зонах относительных поднятий на рубеже мела и палеогена. Один из этих факторов, или их любая комбинация создают благоприятные предпосылки для формирования динамически выраженного регионально прослеживаемого опорного отражающего горизонта.

В Южно-Тургайской впадине к подошве палеогеновых — кровле верхнемеловых отложений приурочен сейсмический репер Т, фиксируемый на временах 0,4—0,7 с. Пластовые скорости в кайнозой составляют лишь 1,85—1,9 км/с. В Среднесырдарьинской впадине на границе меловых и палеогеновых отложений выделяется опорный отражающий горизонт В, обусловленный одним пластом палеоценовых (датских) ангидритов или сочетания двух—трех пластов ангидритов и известняков. По данным ВСП, коэффициент отражения на этой границе приближается к величине 0,5, что обуславливает формирование полнократных (до 5 кратности) и частичнократных волн. Аналогичный опорный отражающий горизонт, связанный с бухарскими известняками и гипсами Гознау, выделяется в Ферганской впадине, палеогеновая лагуна которой была, по-видимому, связана со Среднесырдарьинской.

В Чу-Сарысуьской впадине, на большей части Аральского моря и в Восточном Приаралье однообразные морские фации мела и палеогена отлагались непрерывно, но маломощные пласты маастрихтских известняков не создают контрастов акустической жесткости достаточных для формирования опорных отражающих границ.

В юго-восточной части Прикаспийской впадины и прилегающих районов Устьурта, включая Каспийско-Аральскую группу впадин и Арстановскую ступень, на времени от 0,2 до 0,6 с (глубина залегания 0,25—0,75 км) фиксируется I опорный отражающий горизонт, повсеместно динамически хорошо выраженный. Все рассмотренные выше отражающие горизонты — относительно высокочастотные — 35—45 Гц.

В пределах Восточного Устьурта в погруженных зонах прогибов фиксируется четкий отражающий горизонт I, приуроченный к подошве кумской свиты палеогена, который прослеживается на временах регистрации от 0,4 до 1,2 с. Специфическая приуроченность горизонта к зонам погружений позволяет считать его связанным с образованиями карбонатных банок, сохранившихся от размыва. Глубже по разрезу выделяется опорный отражающий горизонт Ia, приуроченный к кровле сенона, представленного известняками и мергелями. Детальный анализ пластовых скоростей палеогена по Барсакельмесскому прогибу показал, что во всех случаях фиксируется двухступенчатый график $V_{пл}$, причем чаще всего верхний скачок скорости в 200—300 м/с отмечается в визуально однотипной глинистой толще олигоцена, тяготея к его верхней части, а на отдельных площадях скачок $V_{пл}$ приурочен к границе эоцена и олигоцена. Эти резкие изменения $V_{пл}$, по-видимому, обусловлены скрытыми значительными перерывами осадконакопления. Второй большой скачок плотности приурочен к границе глинистых и карбонатных отложений, обычно к верхней части сенонского яруса. Обобщенные диапазоны значений плотности и пластовых скоростей для Восточного Устьурта составляют для отложений неогена 2,09—2,36 г/см³ и 2,1—2,3 км/с, для отложений палеогена — 1,93—2,39 г/см³ и 1,8—2,1 км/с, для отложений сенона — 2,14—2,36 г/см³ и 3,05—3,4 км/с. Судя по величинам пластовых скоростей, мощности палеогеновых глин на поднятых зонах Барсакельмес-Арстановского геоблока резко сокращены в результате размыва.

На территории Южного Мангышлака и западной части Южного Устьурта отражающий горизонт I регистрируется на временах 0,7—0,95 с, что отвечает глубине 0,7—1,0 км и наиболее динамически выразителен. Он приурочен к границе между глинистыми толщами палеогена с $V_{пл}=2,3$ км/с и нижележащими известняками с $V_{пл}=3,5$ км/с. Обычно эта граница здесь проходит внутри эоцена.

В Амударьинской впадине опорный отражающий горизонт приурочен к известнякам палеоцена и отличается высокими значениями коэффициента отражения (от 0,3 до 0,5). Мощность толщи возрастает к юго-востоку. Этот четкий сейсмический репер является общим и для районов Афгано-Таджикской впадины, и для разделяющих названные впадины относительно поднятых зон. Обширный палеогеновый бассейн был широко распространен и характеризовался формированием огром-

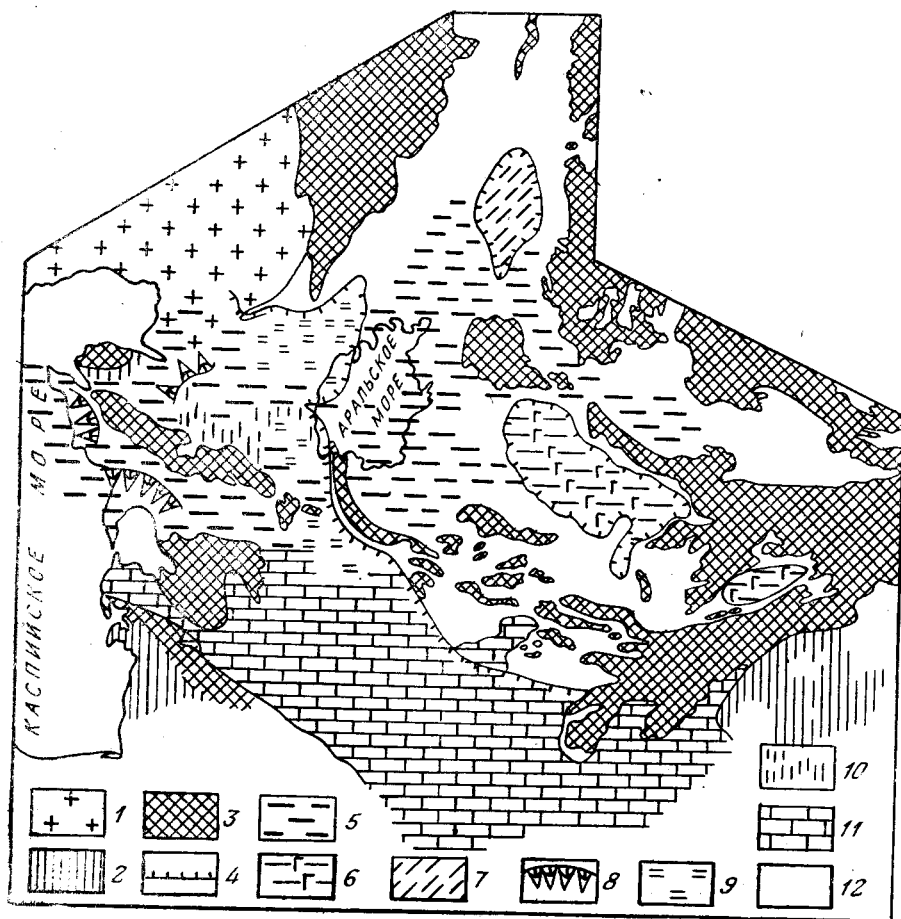


Рис. 14. Сейсмофациальная схема кайнозойских отложений Туранской плиты.

1 — область солянокупольных дислокаций Прикаспийской впадины, 2 — область альпийской складчатости, 3 — обнажения палеозойских и мезозойских пород, 4 — границы областей относительно больших мощностей кайнозоя, 5 — опорный отражающий горизонт в подошве кайнозоя приурочен к карбонатным глинам и связан с перерывами осадконакопления (к западу от Аральского моря), 6 — опорный отражающий горизонт в подошве кайнозоя обусловлен пластами гипсов, ангидритов и известняков (фации засоленных лагун), 7 — прозрачные сейсмические фации позднего мела и раннего палеогена (на Аральском море и восточнее), 8 — зоны некомпенсированных прогибаний с регистрацией клиноформных сейсмических фаций, 9 — области регистрации двух региональных сейсмических реперов в отложениях палеогена, преимущественно сейсмические фации карбонатных банок и баров, 10 — зоны частичного размыва отложений кайнозоя на склонах поднятий, 11 — карбонатные палеоценовые плато, 12 — области отсутствия отражений в кайнозойских отложениях в связи с неглубоким залеганием их подошвы.

ных карбонатных плато. Зона трассирования этого комплекса прослеживается через Предкопетдагский прогиб узкой полосой к северу от Большого Балхана вплоть до Красноводской впадины. В кайнозойских отложениях этого района сейсморазведкой четко картируются эрозионные врезы палеорусл Амударьи (одно из которых трассируется широтно примерно по трассе современного канала от Амударьи к Каспийскому морю), а также русла палеопритоков.

Опорные отражающие горизонты кайнозоя на Туранской плите характеризуют палеогеографическую ситуацию в раннем палеогене —

на рубеже мела (рис. 14). Многие исследователи полагают, что этот период отличался максимальным выравниванием Туранской плиты. Это утверждение, однако, не согласуется с существованием на северо-востоке плиты отшнурованных лагун и разделяющих их обширных плосковерхих поднятий и узких проливов. Обратим внимание, что система обособленных зон прогибания, местных депоцентров, была свойственна северо-востоку Туранской плиты вплоть до палеогена, при этом появление маркирующих отражающих горизонтов в обособленных впадинах связано, главным образом, с хемогенными формациями.

Некомпенсированные водоемы в палеогене были, по-видимому, довольно широко развиты на Туранской плите, наиболее значительно в ее западной части. Их картирование сейсморазведкой стало возможным после внедрения современных способов цифровой обработки ОГТ в нескольких районах. В районе шора Мертвый Култук над I опорным отражающим горизонтом прослежены клиноформы, фиксирующие за-

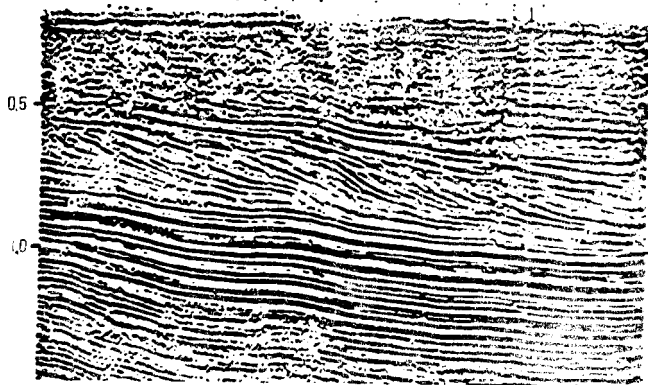


Рис. 15. Пример регистрации палеогеновых клиноформ на Южном Мангышлаке. Профиль № 65, трест «Мангышлак-нефтегеофизика», 1974 г.

полнения некомпенсированной впадины, которая, вполне очевидно, отображала положение побережья Палеокаспия в эоцене и палеоцене. Аналогичное волновое поле установлено в северо-восточной части Южного Мангышлака, в районе Жазгурлинской котловины, а также по северному склону Сегендыкской котловины, где некоторые исследователи (В. В. Козмодемьянский и др.) связывают его с дельтовыми фациями.

Особенно выразительно характеризует палеосклон временной разрез (рис. 15) по сейсмическому профилю ОГТ, отработанному на побережье Каспия Южного Мангышлака на косе Ада (В. А. Панков и др.). Клиноформные сейсмические фации раннего кайнозоя, отмечаемые в диапазоне нормальных времен 0,6—1,0 с, фиксируют латеральное наращивание берега некомпенсированного водоема и вверх по разрезу сменяются системой расходящихся отражений фации глубоководного шельфа (правая часть разреза, интервал 0,7—0,85 с) и затем покровными сейсмофациями плоскопараллельных отложений шельфа. Указанные явления несомненно фиксируют существование некомпенсированных бассейнов осадконакопления в современных наиболее погруженных зонах, тяготеющих к окраинам Каспия. Их дальнейшее изучение и трассирование представляет большой интерес.

Выделение зон некомпенсированного прогибания и маркирующих их клиноформ на Южном Мангышлаке и в районе шора Мертвый Култук на современном уровне регистрации и обработки позволяет думать, что такие зоны были развиты более широко, в частности, в области морского карбонатакопления. Их выделение и изучение может дать важные прикладные результаты.

Меловые отложения на территории Туранской плиты широко развиты и почти повсеместно достигают во впадинах мощности 1—2 км, однако в целом обладают относительно невыразительной сейсмогеологической характеристикой. Как известно, в северной части плиты разрезы мела включают нижние континентальные красноцветные толщи неокома и верхние терригенные или карбонатно-терригенные морские отложения. В южных районах Туранской плиты большая часть неокома также представлена морскими отложениями, среди которых развиты и карбонатные фации. Значительные изменения фациальной обстановки во всем регионе не привели к появлению четких межрегиональных сейсмических реперов. Отвечающее меловым отложениям волное поле характеризуется наличием довольно многочисленных осей синфазности малой и средней интенсивности, как правило, строго субпараллельных, среди которых в конкретных разрезах фиксируются 2—3 отражения повышенной интенсивности протяженностью первые десятки километров. Эти отражающие горизонты не выдержаны, за редким исключением даже в пределах структур II порядка, видимо, из-за литологической изменчивости пород. Складывается впечатление, что сейсмическая невыразительность меловых толщ частично обусловлена наличием мощных экранов в вышележащих отложениях. В отличие от Западной Сибири на Туранской плите нет в меловых отложениях межрегиональных реперов «общеплитного значения».

Облик сейсмических фаций свидетельствует о том, что меловые осадочные бассейны развивались в условиях мелководного шельфа и прибрежных плоских равнин. Для них не были характерны значительные перерывы осадконакопления, не развивались какие-либо «кинжалные» трансгрессии или иные резкие кратковременные катастрофические события, охватившие всю плиту. Стабильность и однотипность сейсмических фаций меловых толщ показывает, что в целом к меловому периоду на Туранской плите приурочен этап вялого дифференцированного развития, когда почти повсеместно доминировали эпейрогенические прогибания, компенсировавшиеся осадконакоплением.

Сейсмологическое районирование меловых отложений Туранской плиты в условиях отсутствия в них опорных отражающих границ затруднено также из-за отсутствия единой сети региональных профилей ОГТ, выполненных по однотипной методике и обработанных по идентичному графу. Поэтому сейсмологическая характеристика приводится по отдельным регионам, при сравнении которых воссоздается общая картина.

В Северо-Западном Приаралье на отдельных участках фиксируется сейсмический репер местного значения, который приурочен к средней части апт-альбских отложений, где зафиксирован скачок $V_{пл}$ от уровня 2,8—3,0 км/с к мощной толще с $V_{пл}=4,0$ км/с. В Южно-Тургайской впадине прослежен сейсмический горизонт T_1 , стратифицируемый как граница нижне- и верхнемеловых отложений. В отличие от других регионов верхнемеловая толща здесь характеризуется низкой средней скоростью, не превышающей 1,9—2,7 км/с. В Восточно-Аральской впадине и на акватории Аральского моря фиксируется на многих участках условный отражающий горизонт II, стратиграфически приуроченный к верхней части неокомского разреза. Наиболее часто он отмечается на профилях в западной части акватории и погруженных участках впадины. В прибрежной части впадины выделено два условно-опорных отражающих репера: Б и В, приуроченных соответственно к средней части неокомского разреза и кровле альба. В Чу-Сарысуйской и Среднесырдарьинской впадинах опорные отражающие горизонты в меловых и мезозойских отложениях при позиционных наблюдениях МОВ зафиксированы не были. В последние годы в Среднесырдарьинской впадине при скважинных исследованиях с использо-

ванием ПОСПсн¹ и при работах ОГТ получены уверенные отражения, имеющие, видимо, ту же стратиграфическую приуроченность, что и в Восточном Приаралье.

На территории Восточного Устюрта в основных толщах мелового разреза, мощность которого достигает 2 км и более, установлены очень близкие осредненные значения пластовых скоростей и плотности, свидетельствующие в целом о небольшой изменчивости общей обстановки осадконакопления.

| Стратиграфический интервал | Плотность, г/см ³ | Пластовая скорость, км/с |
|--------------------------------|------------------------------|--------------------------|
| N | 2,03—2,36 | 2,1—2,3 |
| P | 1,93—2,29 | 1,8—2,1 |
| K ₂ Sn | 2,14—2,36 | 3,05—3,4 |
| K ₂ +K ₁ | 2,16—2,46 | 2,8—3,2 |
| K ₁ | 2,16—2,46 | 3,2—3,6 |
| I ₃ | 2,12—2,33 | 3,6—3,8 |
| I ₁ —I ₂ | 2,56 | 3,7—4,9 |
| PT | 2,58—2,6 | 4,4—4,5 |
| Pz | 2,6—2,74 | 5,0—5,5 |

К меловым образованиям приурочен ряд отражающих горизонтов, как правило, обусловленных песчаниками, прослеживаемыми на единицы и первые десятки километров. В наиболее погруженных участках Устюрта в пределах отдельных площадей прослежен отражающий горизонт II, приуроченный к границам песчаников и алевролитов турона. Это отражение следует на временах 0,9—1,3 с, а на склонах прогибов — 0,5—0,7 с. К верхней части неокома приурочено самое выдержанное отражение, которое в пределах отдельных площадей приобретает характер маркирующего репера, именуемого III. В центральной части Ассакеауданского прогиба выделено интенсивное двухфазное отражение, приуроченное к низам неокома, которое индексируется III^a.

В пределах казахстанской части Устюрта и полуострова Бузачи акустические свойства меловых отложений исследованы по довольно равномерной сети скважин, охваченных СК и ВСП (рис. 16). В отличие от кайнозойских отложений для меловых характерен значительный разброс величин $V_{пл}$ и существенное увеличение их с глубиной, составляющих для отложений сенона и турона 2,0—3,5 км/с, для альба-сеномана — 2,5—3,5 км/с, для неокома — 2,3—3,8 км/с. В этих разрезах обычно относительно более высокоскоростной оказывается карбонатная толща верхнего мела, к подошве которой приурочен опорный отражающий горизонт II. Горизонт II^a выделяется в северной части региона и приурочен к границе внутри аптских отложений.

На Южном Мангышлаке выделяется серия интенсивных отражающих границ, связанная с карбонатным комплексом верхнего мела. Наиболее выдержан здесь отражающий горизонт, приуроченный к подошве толщи и рассматриваемый в регионе как опорный отражающий, индексируемый II. Нижележащий терригенный комплекс (от нижнего турона по баррем) обычно на временных разрезах ОГТ отображается как сейсмически прозрачная толща, в которой отмечаются непротяженные оси синфазности. Отражения, связанные с маломощными карбонатными пачками валанжина и готерива, используются, главным образом, для картирования поверхности юрских толщ.

В Амударьинской впадине и Южной Туркмении меловые отражения приурочены, как правило, к границе карбонатных и терригенных разностей или песчаников с глинами. В пределах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции и других районов Юго-Западного Узбеки-

¹ ПОСПсн — постоянный опорный скважинный пункт сейсмических наблюдений (авторское свидетельство № 603928, разработчики П. К. Азимов, В. И. Лук-Зильберман, С. И. Мусаев).

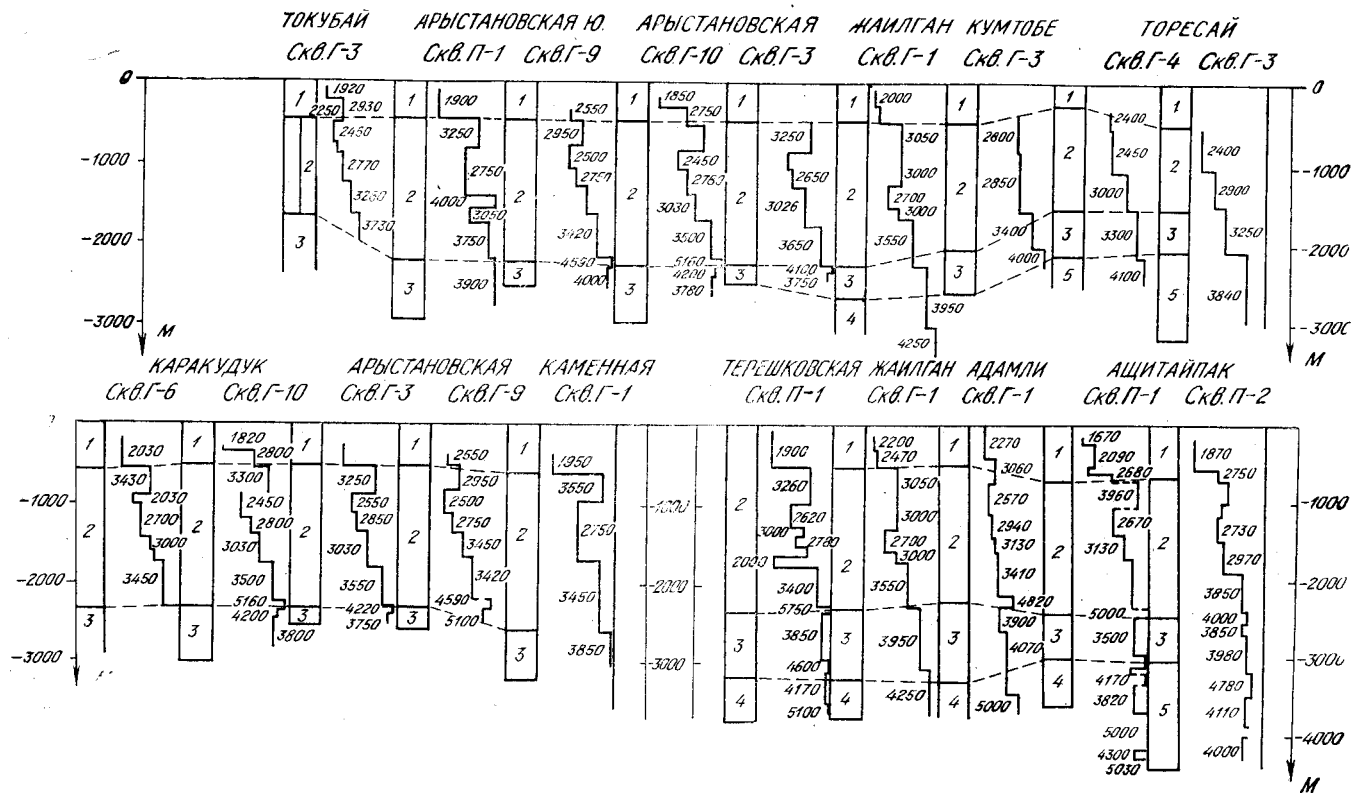


Рис. 16. Схема сопоставлений мощностей и пластовых скоростей по материалам сейс мокаротажа скважин Северо-Западного Устьурта и прилегающих районов (по данным ПГО «Казгеофизика», 1982). Цифры на разрезах скважин: 1 — кайнозойские отложения, 2 — меловые, 3 — юрские, 4 — триасовые, 5 — палеозойские.

стана выделяется до семи сейсмических горизонтов (по одному в отложениях сенона, турона, сеномана, альба и апта и два — в неокоме), коэффициенты отражения которых варьируют от 0,23 до 0,31. На разрезах ОГТ наиболее выразительна волна t_2 , приуроченная к XIII промысловому горизонту песчаников в неоком-апте, прослеживаемая без заметных искажений на всей территории Бухаро-Хивы.

На юго-востоке Туркмении выразительный сейсмический репер связан с подошвой известняков баррема. Этот горизонт может рассматриваться как опорный для обширного региона южного склона Туранской плиты, Мургабского, Предкопетдагского прогибов и их периферии. Отражения, приуроченные к карбонатам неокома, прослеживаются вплоть до Южного Прикарабазья. Опыт открытия и разведки Даулетабад-Донмезского месторождения газа весьма поучителен и свидетельствует о нереализованных возможностях исследования нефтегазоносности меловых отложений. Месторождение приурочено к громадной неантиклинальной ловушке на моноклиналином северном склоне Бадхыз-Карабильского поднятия и связано с пластами песчаников готерива, суммарная эффективная мощность коллекторов в котором составляет 20—40 м. Геоструктура региона четко картируется по опорным отражающим горизонтам, приуроченным к подошве карбонатов баррема в кровле юры. В закартированных локальных антиклиналях в своде Бадхыз-Карабиля готеривский пласт обводнен. Лишь на крыльях этих поднятий установлена газоносность. К готеривскому пласту приурочено относительно слабое отражение, картирование которого обеспечивается при использовании 12-кратного ОГТ. При обработке материалов ОГТ с применением расширенного графа появляется возможность по динамическим признакам отраженных волн различать по латерали вероятную водоносную и газоносную части продуктивного пласта и разделяющую их полосу глинизации, а также наметить нижний газоводный контакт готеривского продуктивного пласта. Главное тело газонасыщенного пласта образует моноклинали с перепадом высот до 1 км, шириной вкрест простирания регионального склона на 20—40 км, длиной по простиранию на многие десятки километров, в пределах которой не выделены какие-либо замкнутые антиклинальные ловушки. Выявление подобных и других типов ловушек в меловых отложениях станет возможным при усилении внимания к слабым отражениям, картируемым при внедрении новых способов цифровой регистрации и обработки.

Сейсмогеологические разрезы меловых отложений Туранской плиты указывают на накопление их карбонатных и терригенных разностей почти исключительно в условиях равнин и неглубокого шельфа. Опыт исследования меловых отложений на Туране и в других регионах свидетельствует, что в таких условиях возможно выявление ряда специфических неантиклинальных ловушек, связанных с карбонатными и песчаными банками, баровыми и каналовыми образованиями в коллекторах сравнительно небольшой мощности. Покровные песчаные и карбонатные тела, первично седиментационно окаймленные глинистыми отложениями, могут формировать, при последующих эпейрогенических движениях и других тектонических дислокациях, различные типы несводовых ловушек углеводородов, изучение которых на обширных пространствах Туранской плиты может привести к новым интересным открытиям.

Юрские отложения на протяжении длительного времени являются основными для поисков месторождений нефти и газа, поэтому выяснение особенностей их строения было в центре внимания при геофизических исследованиях. На незначительной северо-восточной части Туранской плиты юрские отложения не развиты, имеют незначительную мощность или сконцентрированы в угленосных грабенах (рис. 17). На большей западной части плиты юрские отложения рас-

пространены широко, выклиниваясь только к осевым частям крупнейших поднятий. Здесь сформированы две ассоциации юрских формаций: верхняя, морская, венчающаяся лагунными фациями, и нижняя преимущественно континентальная, терригенная. При общем изучении юрских отложений с позиции нефтегазопоисковых исследований важное значение, помимо поисков антиклинальных ловушек, имеет выяснение распространения юрских лагунных фаций, служащих региональной по-

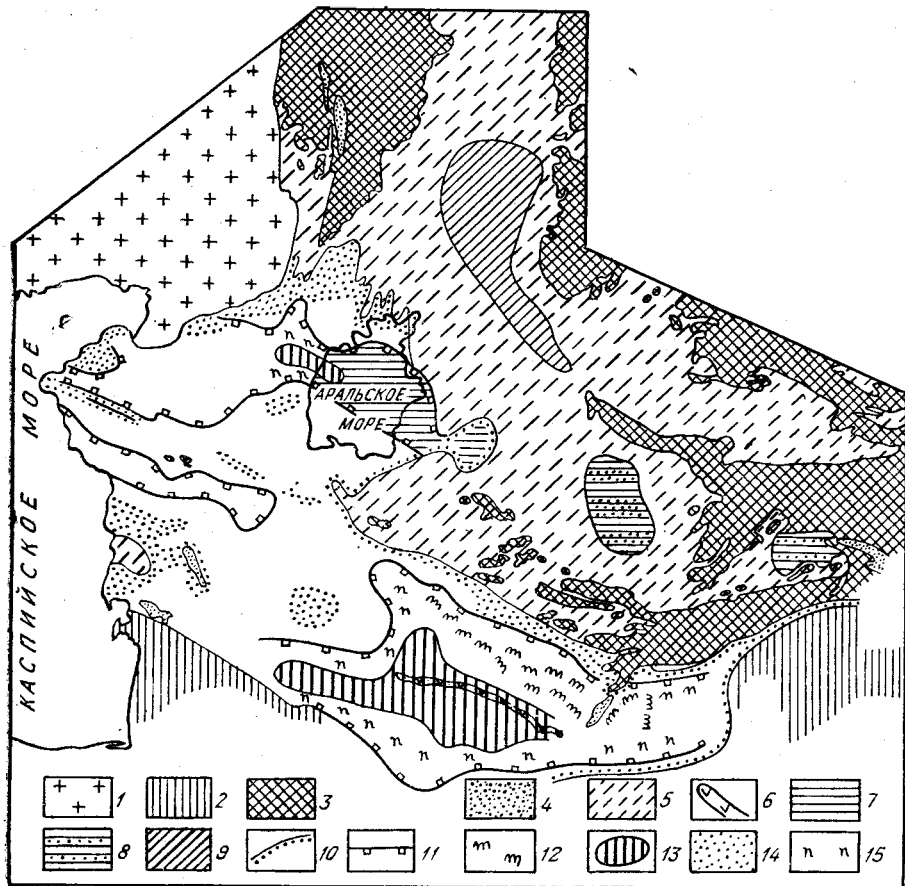


Рис. 17. Сейсмофациальная схема юрских отложений Туранской плиты.

1, 2, 3 — см. рис. 14, 4 — обнажения юрских пород в Туакире, в Мугуджарах и Ферганском хребте, 5 — области отсутствия или спорадического развития маломощных юрских отложений в угленосных грабенах, 6 — юрские соляные диапиры, 7 — области развития сейсмофаций, характерных для западных районов Туранской плиты, установленных по сейсмическим данным на Аральском море и в Восточно-Аральской впадине, 8 — зона озерно-болотных юрских отложений в Среднесырдарьинской впадине, 9 — маломощные позднеюрские покровы над угленосными юрскими (юрско-триасовыми) грабенами в Южно-Тургайской впадине, 10 — контуры распространения морских сейсмофаций юрских отложений, 11 — контуры распространения верхнеюрской хемогенной покрывки и связанных с ней опорных отражающих горизонтов, 12 — зона установленного и вероятного развития верхнеюрских рифогенных ловушек, 13 — депониты юрских прогибов с участием некомпенсированных отложений — конденсированных покровов и др., 14 — зоны незначительных мощностей юрских отложений и доминирующих шельфовых терригенных фаций, 15 — участки, заслуживающие целенаправленного опоскования сейсморазведкой для выявления рифогенных ловушек.

крышкой, в значительной мере контролирующей размещение промышленной нефтегазоносности. Юрские карбонатные формации изучаются детально при поисках рифовых ловушек, содержащих многочисленные месторождения нефти и газа в Амударьинской впадине. Наконец, с юрскими терригенными комплексами связаны месторождения Мангышлака, Бузачи, Устюрта и перспективы новых открытий в глубокопогруженных зонах и неантиклинальных ловушках.

К юрским отложениям приурочены главные региональные сейсмические реперы, прослеживаемые на обширных территориях, прежде

всего, обусловленные пластами лагунных фаций кимеридж-титона. При отсутствии в разрезе этих отложений для картирования поверхности юры используются другие сейсмические реперы. Использование сейсморазведки позволило сравнительно быстро осветить региональную геоструктуру Туранской плиты по кровле юры.

Сейсмические волновые поля, связанные с юрскими отложениями, отличаются заметным своеобразием в разных районах Туранской плиты, однако наиболее часто они характеризуются более выразительной и интенсивной верхней частью, в которой выделяется, помимо опорных отражающих границ, ряд интенсивных отражений, формирующих в совокупности волновой пакет системы покровных параллельных слоистых отражений большой интенсивности. В зонах развития рифов и мощных соленосных толщ упорядоченность этого пакета нарушена, в нем фиксируются определенные уровни локальных осложнений, но общая высокая динамическая выразительность записи сохраняется. Длительность записи этого волнового пакета достигает 0,2—0,4 с. Он включает, как правило, верхнеюрские, а местами — верхи среднеюрских отложений.

Нижняя часть «юрского» сейсмического волнового поля во многом сходна с волновым полем отраженных волн мелового комплекса. Она динамически слабо разрешена, здесь встречаются отдельные прозрачные зоны, пестрые ассоциации штрих-пунктирных отражений, нередко описываемых как нерегулярный волновой фон, и отдельные реперы местного значения, прослеживаемые на единицы и десятки километров. Некоторые из этих реперов использовались при картировании антиклинальных структур, тогда им присваивали специальные индексы.

В индексации юрских отражающих границ на Туранской плите преобладают два подхода. Первый из них используется в северной части Туранской плиты. В областях относительно малой мощности верхнеюрских высокоскоростных карбонатно-хемогенных толщ с прикровельной и верхнеюрской частью разреза связывают сейсмические реперы, именуемые индексом III с добавлением, в необходимых случаях, буквенных и других дополнительных знаков. Прочие отражения в юрской толще обозначают индексом IV. В других районах все юрские отложения получают индекс IV.

Иной подход к индексации юрских отражающих границ используют в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции, где за верхнеюрскими пластами закреплена специфическая система обозначения, их индексируют знаками T_2 — T_6 , оставляя обозначение T_7 и T_8 для нижне-среднеюрской части временного разреза. Рассмотрим далее особенности сейсмологической характеристики юрских отложений по регионам.

В Северо-Западном Приаралье с подошвой неокома и кровлей верхнеюрских отложений связывают динамически сильный III опорный отражающий горизонт. В зонах выклинивания юрских отложений этот горизонт теряет выразительность, но спорадически прослеживается, сливаясь с поверхностью палеозоя. В зонах сравнительно мощного юрского разреза III горизонт приурочен к кровле пачки верхнеюрских отложений, обладающих, по данным АК и СК, $V_{пл} = 4,7$ — $5,0$ км/с, при значениях $V_{пл}$ неокома около 3,0 км/с, а I_3 — от 3,0 до 4,0 км/с. В южной части региона на временах 1,8—2,4 с прослежен отражающий горизонт IV, который привязывается к кровле чушкакульской рэт-лейасовой серии.

В Южно-Тургайской впадине с низами меловых отложений или кровлей юры связывается сейсмический отражающий репер T_2 , а с их подошвой — репер R . Ниже этого репера фиксируются несогласные с ним отражения, выполняющие, главным образом, грабенвидные депрессии, часть из этих отражений, несомненно, обусловлена юрским выполнением депрессий. С поверхностями юрского и доюрского комп-

лексов в южной части впадины связывают соответственно преломляющие горизонты с $V_T=4,2$ и $4,8$ км/с. В Восточно-Аральской впадине отражающий горизонт III приурочен к подошве меловых отложений, залегающих с разрывом либо на породах юры, либо на домезозойских образованиях. К средней и нижней части юрских отложений, развитие которых в этом регионе впервые установлено по сейсмическим данным, привязываются отражающие горизонты IV и IVa. Общая мощность юрских толщ, изученных бурением, здесь превосходит 600 м. В верхней части юрского разреза вскрыты пачки темно-серых глин и светло-серых доломитов морской верхнеюрской серии, развитие которой здесь также прогнозировано по сейсмическим данным.

На акватории Арала на временах 0,9—1,9 с повсеместно трассируется опорный отражающий горизонт III, связанный с кровлей юры, а на временах 1,0—2,8 с — опорный отражающий горизонт IV фиксируется только в западной и центральной частях акватории. Значительный интерес представляет выполненный нами совместно с А. И. Пилипенко прогноз развития верхнеюрской покрывки на акватории Арала. Качественное районирование динамических особенностей III опорного отражающего горизонта показывает, что на большей части акватории регионально распространена верхнеюрская пачка мощностью 100—200 м, которая обладает повышенной акустической жесткостью и, по-видимому, является надежной покрывкой. Судя по значению $V_{пл}=4,5—4,6$ км/с, более вероятно карбонатно-соляной состав толщи, что хорошо согласуется с информацией о строении разрезов верхней юры по обрамлению Арала. В Юго-Восточном Приаралье скважиной 13П вскрыты ангидриты верхней юры мощностью 76 м. В осевой части Косбулакского прогиба (Северо-Западное Приаралье) разрез верхней юры представлен битуминозными кремнисто-карбонатными отложениями, органогенно-обломочными загипсованными известняками волжского яруса (титона) мощностью 100 м. Позднеюрские (оксфорд-кимериджские) отложения накапливались в морском бассейне с некомпенсированным режимом прогибания и нормальным солевым и газовым режимом, на что указывает видовой состав фауны (97).

Наиболее интенсивный и выдержанный на разрезах и по площадям на Северном Устюрте — опорный отражающий горизонт, который ранее именовался IV, а в последние годы индексируется как III, отождествляемый с поверхностью известняков верхнеюрского возраста. Специальные исследования показали, что имеется тесная связь между динамической выразительностью и характером записи этого репера и мощностью карбонатной пачки (рис. 18). При мощности верхнеюрских известняков 25—30 м и более они фиксируются четкой динамически выраженной 2—3-фазной записью отраженных волн. При сокращении мощности до 10—20 м (Коскала и другие площади Юго-Западного Приаралья) опорная отражающая волна сохраняет свой доминирующий вид и прослеживается непрерывно, но первая фаза теряет свою выразительность, на 25—30% возрастает частота отражений. При отсутствии карбонатов (Байтерек, Харой, Курлук, Кабанбай, Мурун, Мончаклы) опорная отражающая граница выделяется с трудом и не обладает характерными динамическими особенностями (рис. 18, в). В последней ситуации резко улучшается прослеживаемость горизонтов в среднеюрских отложениях, по которым удается осуществить надежную корреляцию фаз на отдельных площадях. Обычно эти волны индексируются IV, IV¹, IV², IV³ и т. д. Развитие динамической обработки данных ОГТ, по-видимому, позволит осуществить калибровку сейсмической записи с целью полуколичественной оценки мощности верхнеюрских карбонатно-хемогенных толщ на Северном Устюрте и акватории Арала.

Тесная связь особенностей сейсмической записи и мощности верхнеюрской толщи характерна для Ассакеауданского прогиба Южного Устюрта. В зоне, где мощность карбонатной формации возрастает до

300 м (Николаевская площадь, район Ассакеауданской опорной скважины и т. п.) опорное отражение, приуроченное к образованиям верхней юры, следует в интервале времени 1,6—1,75 с и состоит из двух групп волн (кровельной и подошвенной), разделенных узкой полосой интерференции. В наиболее погруженной части прогиба общее количество фаз доходит до 5—6, первые из которых обладают относительно большей интенсивностью. По мере движения к прибортовым частям прогиба постепенно сливаются две группы волн в единое отражение с одновременным уменьшением количества фаз. Так, в пределах Шахтагинской площади, где мощность верхнеюрских известняков уменьшается до 60—70 м, III опорный отражающий горизонт приобретает простую форму и следует как четкое двухфазное колебание в интер-

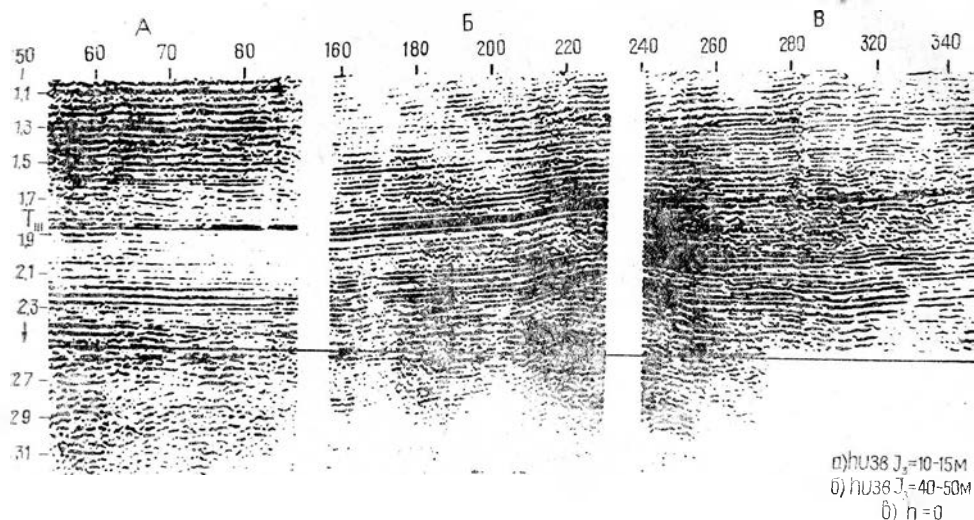


Рис. 18. Изменение динамической выразительности опорного отражающего горизонта в кровле юры на Северном Устьурте в зависимости от мощности верхнеюрских известняков. Фрагменты временных разрезов:

А — мощность известняков 10—15 м, Б — 40—50 м, В — известняки в разрезе отсутствуют.

вале 1,25—1,35 с. При продвижении на север, где наблюдается выклинивание (а местами, возможно, размыв) карбонатной фации, запись рассматриваемой волны резко ослаблена вплоть до потери регулярности.

На Северном Устьурте и полуострове Бузачи (Казахская ССР) пластовые скорости верхнеюрских отложений имеют высокие значения (3,5—4,5 км/с). В терригенной юре намечаются по значениям $V_{\text{пл}}$ две толщи: бат — байосская ($V_{\text{пл}} = 3,0-4,0$ км/с) и аален-нижнеюрская ($V_{\text{пл}} = 3,8-4,3$ км/с). III отражающий горизонт — наиболее динамически выдержанный и хорошо опознается на большей части территории, за исключением южной части Арстановской ступени, Шольтауского и Байчагыр-Яркымбайского поднятий, где резко сокращаются мощности карбонатной юры. Во впадинах Северного Устьурта, на временном интервале глубже III горизонта от 0,2 до 0,4 с в волновом поле выделяется прозрачная зона, после которой следует отражающий горизонт IV. Этот горизонт на участках ослабления интенсивности горизонта III на северных склонах Центрально-Устьуртской системы дислокации становится самым интенсивным и выделяется наиболее четко на временных разрезах. Во всех скважинах, вскрывших юрские отложения, представленные карбонатно-хемогенными фациями, III горизонт приурочен к их кровле. При мощности этих образований от 200 м и более фиксируется также от их подошвы репер IIIа. Стратиграфическая приуроченность систематически фиксируемого IV гори-

зонта продолжает уточняться. Наиболее вероятно его приуроченность к низам байосского разреза, где располагается граница верхней толщи чередующихся толстых пачек песчаников и глин с более глубокой толщиной тонких пачек глин и алевролитов.

Для картирования юрских отложений Южного Мангышлака широко используются реперы III_г или III (?), приуроченные соответственно к известнякам готерива и известнякам валанжин-берриаса. С верхнеюрскими морскими отложениями (келловой-титон) связываются три отражающих горизонта IV^{км}, IV^{ох}, IV^с. В батском разрезе выделяются местные горизонты, индексируемые IV. На южном борту Южно-Мангышлакского прогиба прослежен горизонт IV (?), связываемый с кровлей аалена. На временных разрезах Южного Мангышлака юрские отложения характеризуются сейсмофазацией параллельных и слабо расходящихся в направлении оси прогиба отражений, что определенно

Таблица I

| Литолого-стратиграфическая привязка | Индекс горизонта | V пл., км/с | Плотность, г/см ³ | Коэффициент отражения |
|---|-------------------------------|-------------|------------------------------|-----------------------|
| Бухарские известняки | T ₁ | 4,0 | 2,5 | 0,3 |
| Неоком-апт, XIII горизонт | T ₂ | 3,8—4,1 | 2,57 | 0,25—0,29 |
| Верхняя соль I ₃ | T ₃ | 4,1—4,4 | 2,16 | 0,12—0,18 |
| Промежуточные ангидриты I ₃ | T ₄ | 6,2—6,5 | 2,8—2,95 | 0,31—0,35 |
| Нижняя соль I ₃ | — | 4,6—4,8 | 2,15—2,3 | |
| Нижние ангидриты I ₃ | T ₅ | 6,3—6,5 | 2,8—2,95 | 0,32—0,35 |
| Верхи известняков I ₃ | | 5,2—5,3 | 2,7 | 0,25—0,26 |
| Высокопористые известняки (рифы) I ₄ | | 3,8—5,0 | 2,2—2,4 | |
| Низы карбонатов I ₃ | T ₆ | 5,5—6,0 | 2,7 | 0,28—0,32 |
| Терригенные отложения I ₁₋₂ | T ₇ T ₈ | 4,5—6,1 | 2,5—2,6 | |

свидетельствует о длительности существования эродированных источников терригенного материала как в районе Центрально-Устьюртской—Мангышлакской системы дислокаций, так и со стороны Карабогазского свода.

На Чарджоуской ступени и в Бешкентском прогибе Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции, как правило, выделяется несколько опорных отраженных волн в юрском комплексе. Волна t₃, приуроченная к верхним ангидритам и солям кимеридж-титона, отличается относительно малой интенсивностью. Волна t₄, связанная с кровлей средних ангидритов, характеризуется повышенной интенсивностью и небольшим числом латеральных изменений уровня амплитуд, единичными случаями появления точек дифракции и прекращения прослеживания без признаков выклинивания. Отражения t₃ и t₄ субпараллельны и разделены прозрачной записью с отдельными осями отражений. Волна t₅ образована сложным интерференционным колебанием, обычно связываемым с влиянием изменчивой мощности нижних ангидритов кимериджа-титона и их контакта с известняками келловой-оксфорда, которые латерально изменчивы. Временной интервал t₅—t₄ резко изменчив, минимальные значения наблюдаются над рифами, к склонам которых приурочены выклинивания фаз и другие осложнения формы записи. Волна t₆ — отражение от подошвы известняков келловае-оксфорда. Она характеризуется относительно низкой интенсивностью и прослеживается с временным интервалом от 0,2 с глубже t₅.

Волна t₇ выделяется в середине или верхней части разреза терригенной юры на отдельных площадях, вопросы ее межплощадной корреляции и стратиграфической привязки остаются дискуссионными. Волна t₈ условно отождествляется с границей, расположенной в низах терригенной юры.

По результатам многочисленных наблюдений ВСП, АК и лабораторным определениям физических свойств керна составлена табл. I,

в которой приведены основные параметры сейсмологической характеристики Чарджоуской ступени.

В Юго-Восточной Туркмении юрские отражающие горизонты фиксируют зоны развития репетекской системы соляных диапиров, а полоса рифов, окаймляющая с северо-востока центральную часть Амударьинской впадины, и отдельные признаки рифов на других ее бортах позволяют наметить область позднеюрского некомпенсированного прогибания. Весьма вероятно, что эта область унаследована от среднеюрского морского бассейна, интенсивно прогибавшегося и выполненного мощными мелкозернистыми, а также карбонатными толщами. Этот депоцентр осадконакопления весьма благоприятен как крупный источник генерации углеводородов (рис. 17).

Другой менее значительный депоцентр юрского бассейна осадконакопления намечается в районе Косбулакского прогиба, борта которого заслуживают опосредованного для выделения рифовых ловушек.

В северных районах Туранской плиты и на Южном Мангышлаке все юрские антиклинальные ловушки в основном опосредованы, что позволило выявить Жетыбай-Узельский, Северо-Бузачинский нефтегазодобывающие районы и ряд сравнительно небольших отдельных нефтяных и газовых месторождений. Внедрение сейсморазведки МОГТ открывает большие возможности для выявления неантиклинальных ловушек в юрских отложениях. В южных районах Туранской плиты в верхнеюрских отложениях открыты десятки газовых месторождений. Однако более глубокие юрские горизонты остаются еще слабо изученными.

Расположение юрских морских бассейнов и остаточных лагун четко подчиняется широкому структурному плану. Современные области прогибания в Каспии и Арале и в течение юрского периода также были относительно прогнутыми.

ОТРАЖАЮЩИЕ ГОРИЗОНТЫ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА И ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ТУРАНСКОЙ ПЛЫТЫ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ — ТРИАСЕ

Верхнепермско-триасовые и палеозойские отложения в результате их изучения сейсморазведкой и глубоким бурением превратились в серьезный объект нефтегазопромышленных исследований, хотя их часто рассматривают как нерасчлененный красноцветный пермо-триас и нерасчлененный палеозой. Наиболее полные разрезы и сейсмическая характеристика этих отложений изучены в Арало-Каспийском регионе. Рассматриваемые комплексы входят в состав промежуточного структурного этажа, верхняя граница которого с платформенным чехлом обычно проводится в низах среднеюрского возраста. Поскольку нижнеюрские толщи обычно входят в рэт-лейасовые серии, они рассматриваются здесь совместно с пермо-триасовыми комплексами. Их объединение в единый сейсмогеологический комплекс обусловлено тем, что в его кровле фиксируется опорный отражающий горизонт, приуроченный к поверхности регионального несогласия. Этот горизонт повсеместно в Арало-Каспийском регионе индексируется, как V, по аналогии с границей между юрой и триасом в Прикаспийской впадине. Ранее использовавшийся индекс отраженных волн РТ ныне не употребляется. Поскольку индексы VI, VII в Прикаспийской впадине были «закреплены» за кровлей и нижней частью соленосного кунгура, то для триасовых и верхнепермских отражающих горизонтов повсеместно используют обозначение V, применяя буквенные и цифровые дополнительные знаки для отдельных триас-верхнепермских сейсмических реперов.

В осевых частях глубоких впадин отражения группы V образуют субгоризонтальные волновые пакеты, практически не отличающиеся по

степени дислоцированности и субпараллельности отражений от платформенного чехла.

Структурная дисгармония ПСЭ и платформенного чехла отчетливо выявляется на разрезах только в зонах поднятий и на их склонах, а также в зонах специфических погребенных навешанных дислокаций в ПСЭ (диапиры, криптодиапиры, возможно, рифы), не находящихся отображения в платформенном чехле. Подошва пермо-триаса — кровля палеозоя обычно обозначается в Арало-Каспийском регионе индексом VI. Подразделения отражающих границ глубже VI в каждом регионе специфичны.

Строение доюрских отложений в северо-восточной части Туранской плиты, по данным ОГТ, в достаточной мере рассмотрено в предыдущей главе и освещено в более ранних публикациях (54, 83). Здесь мы остановимся на новых важных результатах ОГТ по Арало-Каспийскому региону, полученных на Восточном Устюрте, Южном Мангышлаке, на акватории Аральского моря и на Северо-Западном Устюрте, полуострове Бузачи и прилегающих районах на рубеже 70—80-х годов. Обобщение материалов по результатам ОГТ указанных регионов по доюрским отложениям связано с большими трудностями и предпринимается впервые. Ниже мы рассмотрим главным образом материалы по волновым полям доюрских комплексов и обоснование новых палеогеографических реконструкций для доюрских этапов развития Туранской плиты.

На Восточном Устюрте, в пределах Каракалпакской АССР прослежены отражающий горизонт V—VI, который отождествляется с подошвой юры — поверхностью пермо-триаса (V), а в зонах его отсутствия — с поверхностью палеозоя (VI). Отражающий горизонт V—VI доминирует по интенсивности и служит выразительным разделом двух этажей, различающихся по волновому полю: верхнего — с упорядоченными субпараллельными отражениями и нижнего — с разнообразным и латерально изменчивым характером записи. Внутри разреза ПСЭ Восточного Устюрта не удалось выявить маркирующий сейсмический репер, все отражения прослеживаются на небольших интервалах (до десятков километров), динамическая их выразительность латерально изменяется. На ряде приподнятых зон Восточного Устюрта доминирует по интенсивности отражающий горизонт от поверхности фундамента, привязанный к скважинам Коскала, Мончаклы и др. На временах, больших времени регистрации отражения от поверхности фундамента в диапазоне 0,5—1,0 с выделяются криволинейные оси синфазности и многочисленные дифрагированные волны.

Исследования ВСП на площади Восточный Барсакельмес, где вскрыты достаточно мощные разрезы пермо-триаса (250 м), показали, что отраженную волну от поверхности пермо-триаса при скважинных исследованиях выявить не удалось. На участке Западный Барсакельмес прослежен V отражающий горизонт при позиционных наблюдениях с использованием $L_{\max}=3,9$ км. Опытнo-методические работы, проведенные с разными величинами длины годографа (до $L=4,7$ км) и кратностью суммирования до 24, не позволили, однако, выделить волну V от пермо-триаса в окрестностях площади Каракудук. Вместе с тем, в районе проведения этих опытно-методических работ получены четкие, специфические, сравнительно интенсивные отражения от горизонтов группы VI, приуроченных к известнякам и терригенным образованиям палеозоя. Указанное свидетельствует, что пермо-триасовые отложения относительно небольшой мощности в ряде случаев могут не отображаться на временных разрезах или прослеживаться со значительными перерывами, что, очевидно, связано с изменением акустических контрастов на границе юрских и триасовых отложений. Нередко различия в акустической жесткости на границе юрских и доюрских отложений несущественны и недостаточны для формирования интенсивных отраженных волн.

Результаты опытно-методических работ показывают, что намечается тесная взаимосвязь между особенностями волнового поля отраженных волн Восточного Устюрта и строением доюрских отложений. В настоящее время могут быть намечены только первые разновидности отображения особенностей геологического строения в характере волнового поля. Первая разновидность такого отображения, видимо, характерна для бортовых зон прогибов фундамента, выполненных толщами ПСЭ. В этом случае, глубже репера IV выделяется комплекс отражений группы V горизонтов с латерально изменчивым волновым полем, отражения которого располагаются субгоризонтально и прекращают прослеживаться по схеме подошвенного прилегания к нижнему реперу VI. На склонах поднятий этот комплекс, занимающий интервал 0,15—0,20 с, судя по материалам глубоких скважин на Кибире и Тулее, объединяет маломощные красноцветы и терригенные сероцветные отложения верхнего палеозоя (C_3-P_1).

Другой тип волнового поля доюрских отражений по данным опытно-методических работ на временных разрезах имеет характер накладывающихся друг на друга слабовыпуклых вверх дуг. Этот тип волнового поля отвечает палеозойским карбонатным отложениям, вскрытым на скважинах Каракудук и Кушкаир, частично перекрытых маломощным пермо-триасом, не отображаемым в волновом поле.

На площади Акмангазган, где вскрыты мощные отложения пермо-триаса, выделяется четкий отражающий горизонт V на времени 2,4 с, характеризуемый убывающей в диапазоне 12—62 гц функцией спектральных коэффициентов отражения. Соответствующая отраженная волна наиболее интенсивна на частотах от 20 до 35 гц (рис. 19). Однако, как явствует из рисунка, в зонах развития палеозойских известняков с ними связаны существенно более высокочастотные отражения.

На временных разрезах ОГТ, полученных в последние годы на Куаныш-Каскалинском валу и его периферии, отмечаются следующие типы волнового поля доюрских отражений, помимо двух разновидностей, описанных выше по результатам опытно-методических работ: а) «немые» зоны непосредственно под репером V или глубже поверхности известняков, которые связаны с эффузивными образованиями в районе скв. № 1 Кызылкаир и № 6 Каракудук; б) система круто погружающихся к западу клиноформ на профиле Приозерная—Алаббек, перекрывающих горизонтально слоистую толщу. Отложения этого типа вскрыты в скважине Приозерная, и, видимо, представляют склон авандельтового конуса выноса; в) серия субгоризонтальных слабых отражений на временном интервале 0,3—0,4 с в районе скважины Кабанбай, сходных по степени дислоцированности с юрскими толщами. Представляется очевидным, что повышение кратности перекрытий и расширение графа обработки позволит значительно улучшить трассирование отражений из доюрских отложений.

В пределах западных и северных склонов Актумсукской системы дислокаций и Байчагир-Яркимбайского выступа повсеместно прослеживаются две группы отражений, приуроченных к образованиям пермо-триаса и позднего палеозоя. В отличие от других районов Восточного Устюрта здесь эти отражения следятся субпараллельно с мезозойскими горизонтами и приобретают характер опорных реперов. Однако далее на север, в сторону Косбулакского и Самского прогибов интенсивность этих отражений значительно снижается, заметно изменяется форма записи на небольших участках, что не позволяет непрерывно проследить фазы и даже группы волн. На территории упомянутых прогибов время прослеживания отражений увеличивается до 3,0—3,5 с. По мере увеличения глубин учащаются искривления и осложнения осей синфазности по сравнению с вышележащими толщами. Это свидетельствует о том, что дислоцированность доюрских от-

ложений на склонах прогибов усиливается за счет факторов, не проявивших себя в пределах выступов.

Характерная особенность волнового поля отраженных волн от образований ПСЭ в Ассакеауданском прогибе — общее уменьшение интенсивности и протяженности отражений и сокращение количества

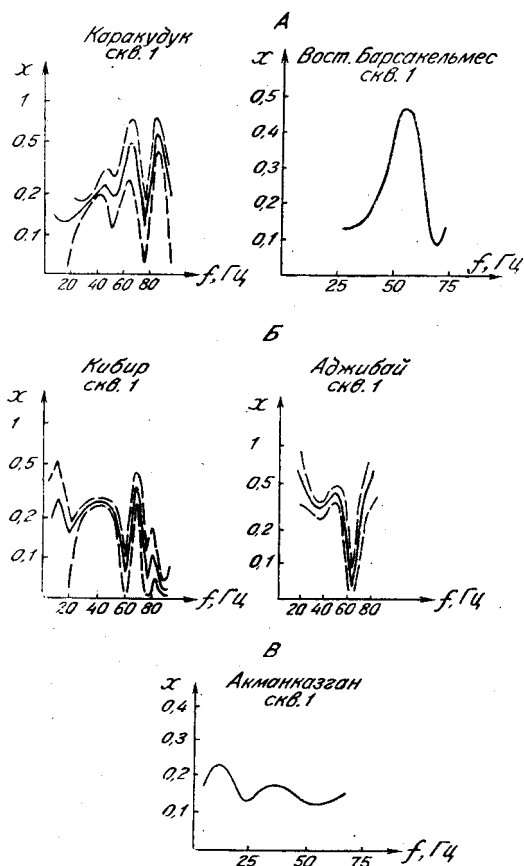


Рис. 19. Спектры отраженных волн от доюрских отражающих горизонтов Восточного Устюрта (по материалам ПГО «Узбекгеофизика», 1982).

А — отражающий горизонт VI, приуроченный к палеозойским известнякам, Б — отражающий горизонт VI, приуроченный к толще вулканогенно-терригенных отложений карбона, В — отражающий горизонт V, связанный с пачкой плотных пермо-триасовых песчаников.

их на большей части региона. При этом, как правило, следится, в основном, волна VI, приуроченная к верхней части палеозойских отложений. Интересно отметить, что если в погруженных районах Северо-Устюртской впадины в целом улучшается прослеживаемость отражений от ПСЭ, то здесь заметное улучшение трассирования палеозойских отражений наблюдается в прибортовых частях Ассакеауданского прогиба (Северо-Ассакеауданская, Коссарская, Агынская и др. площади). Судя по материалам сейсморазведки ОГТ и глубокого бурения, палеогеографические условия в период накопления отражений ПСЭ в Ассакеауданском прогибе значительно отличаются от Северного Устюрта.

В результате исследований ОГТ на Восточном Устюрте надежно установлено, что волновой пакет, соответствующий доюрским комплексам, характеризуется небольшой длительностью записи, и протя-

женные отражающие границы фиксируются в нем либо в виде двух поверхностей V и VI, либо в виде одной поверхности несогласия V—VI, что убедительно свидетельствует об отсутствии на большей части региона морских карбонатных свит триаса, а также об общей малой мощности пермо-триасовых комплексов и развитии палеозойских осадочных карбонатных и сероцветных терригенных серий, главным образом, в приаральской части региона.

В доюрских комплексах здесь, в отличие от более западных районов, не установлены явления диапиризма, которые отображаются высокоамплитудными складками платформенного чехла. В палеогеографическом аспекте данные сейсморазведки ОГТ свидетельствуют, что Восточный Устюрт в позднем палеозое и триасе был преимущественно относительно поднят и являлся ареной накопления континентальных фаций, сопровождавшегося неоднократными перерывами. Накопление морских карбонатных и терригенных толщ карбона—ранней перми установлено по данным бурения на площадях побережья Арала, что хорошо согласуется с особенностями волнового поля этого региона и может быть прогнозировано на значительной части акватории Аральского моря.

Наиболее детальная сейсмогеологическая характеристика триасовых отложений получена на Южном Мангышлаке, где в результате длительных исследований ОГТ сейсмические реперы группы V (триас) прослежены по системе региональных и поисковых профилей, а на ряде участков по ним подготовлены к глубокому бурению отдельные небольшие локальные структуры. Многие результаты сейсмических исследований по материалам треста «Мангышлакнефтегеофизика» опубликованы В. Б. Арбузовым, Ю. А. Воложем и др. (30, 31, 93).

Анализ и обобщение сейсмических материалов по рассматриваемой территории позволил В. Б. Арбузову и др. выделить в разрезе триаса несколько четких отражающих горизонтов, которые прослеживаются на значительных расстояниях и могут быть использованы для уточнения корреляции разрезов триаса различных тектонических зон. По наиболее протяженным опорным отражающим горизонтам построены сводные структурные карты. Сопоставление геолого-геофизических материалов выполнено по тридцати скважинам, вскрывшим наиболее полные разрезы триаса. Анализ временных сейсмических разрезов свидетельствует, что в триасовом комплексе Южного Мангышлака имеются сейсмические границы, прослеживаемые от Жетыбай-Узеньской ступени на севере до Песчаномысско-Ракушечного свода и Аксу-Кендырлинской ступени на юге. В качестве опорных выделяются сейсмические границы, приуроченные к кровле триасового комплекса (горизонт $У_1$), среднего триаса (горизонт $У_2$), известняков среднего триаса (горизонт $У_2^1$), к низам карбонатной толщи среднего триаса (горизонт $У_2^2$), к границе нижнего и среднего триаса (горизонт $У_3$). Кроме того, выделяется ряд границ внутри верхнего и нижнего триаса, а также отражающий горизонт вблизи границы триаса и перми (VI), прослеживаемый на отдельных участках.

По материалам скважинных исследований (АК, СК, ВСП) в триасовой толще пластовые скорости варьируют от 4,0 км/с до 5,5 км/с (рис. 20). Схематизировано можно наметить трехслойную скоростную модель триасовых отложений с верхним слоем (3,9—4,4 км/с) терригенных отложений, средним высокоскоростным слоем (4,9—5,5 км/с), связанным с широким развитием карбонатов, и нижней толщей терригенных относительно низкоскоростных пород с $V_{пл.} = 4,0—4,5$ км/с. Такой полный разрез не установлен ни в одной скважине. Это лишь обобщенная интегральная «стратифицированная» модель. Диапазон изменения скоростей в триасовых отложениях Песчаномысско-Ракушечного свода, Беке-Башкудукского вала составляет 4,2—4,6 км/с, а в депрессионных зонах — до 4,8—5,2 км/с. Указанное повышение $V_{пл.}$

четко соответствует возрастанию общей доли карбонатов в триасовом разрезе за исключением участка северного склона Карабогазского свода, где высокие скорости упругих волн обусловлены грубозернистыми терригенными фациями.

Анализ временных разрезов показывает, что триасовые отложения, заключенные между сейсмическими отражающими границами V и VI, образуют специфический квазисинхронный сеймостратиграфический комплекс (КССК), которому отвечает дифференцированное волновое поле, так называемый «V волновой пакет». Отражения этого волнового пакета выделяются на временных разрезах на севере района со времени 1,2 с, на юге — с 1,9—2,0 с, в центральной погруженной части

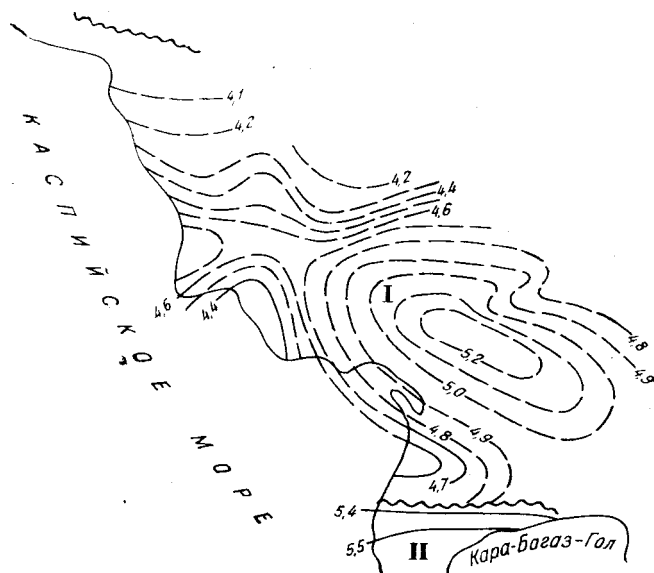


Рис. 20. Схемы латеральной изменчивости пластовых скоростей отложений триаса Южного Мангышлака, по В. Б. Арбузову, 1981 г.

Южного Мангышлака — с 2,2—2,5 с. Длительность интервала регистрации этого КССК изменяется от 0,25 до 1,0 с. Максимальная длительность записи отражений группы V отмечена в районе, примыкающем с юга к Жетыбай-Узеньской ступени (0,7—1,0 с), минимальная — на Песчаномысском своде (0,25 с). На южном борту Жазгурлинской депрессии и в Карагиинской седловине длительность записи этого КССК колеблется в пределах 0,5—0,8 с. На остальной территории она относительно стабильна и примерно равна 0,5 с. Внутри триасовых отложений, по прекращению прослеживания отражений, намечаются две поверхности несогласия. Эти поверхности несогласия разделяют триасовый КССК на сейсмические фации (СФ).

В верхней сейсмической фации опорные отражения не выделяются. Намечаемые здесь отражения примерно равны по интенсивности. Запись слабодифференцирована и на ряде участков Южно-Мангышлакского прогиба не отличается от низов юрского разреза. На таких участках репер V_1 не выделяется. На больших расстояниях удастся проследить только одно отражение от горизонта V_1^1 . Оно регистрируется на времени 2,0—2,5 с. Область прослеживания отражения V_1^1 ограничена с севера большой Мангышлакской флексурой, с юга — склонами Песчаномысско-Ракушечного и Карабогазского сводов, восточная и западная границы пока не установлены. На части территории отражение V выделяется как прерывистая и невыразительная первая фаза в кровле пятого волнового пакета. Его корреляция осложнена

многочисленными зонами интерференции, количество которых (на 1 км профиля) зависит от направления профиля. Их значительно больше на субширотных профилях и меньше на субмеридиональных.

Вторая сейсмическая фация характеризуется системой интенсивных субпараллельных отражений, общее число которых достигает семи. Наиболее выдержаны три из них — от горизонтов V_2 , V_2^1 , V_2^2 . Динамически это наиболее выразительная группа. Отражение от горизонта V_2^2 не выделяется лишь на приподнятой части Жетыбай-Узенской и Кокумбайской ступеней. На остальной погруженной территории оно прослежено как выразительное двухфазное колебание на времени от 2,2 до 3,2 с. В северной части Жазгурлинской депрессии оно доминирует по интенсивности и может рассматриваться как опорное, соизмеримое по амплитуде с вышележащими сейсмическими реперами. Отражение от горизонта V_2^2 прослежено на площадях Песчаномыско-Ракушечного свода, Карагинской седловины, Жаргулинской депрессии и погруженной части Жетыбай-Узенской ступени. Западное и юго-восточное ограничения зоны его регистрации четко не установлены, северная граница этой зоны намечается по осевой части Жетыбай-Узенской ступени.

Третья сейсмическая фация триасового КССК содержит лишь спорадические оси синфазности. Наиболее надежно она выделена в пределах отдельных площадей Жетыбай-Узенской зоны. В низах триасового разреза выделяется один, реже два отражающих горизонта, относящихся, по данным бурения, к различным литологическим толщам. Отражения третьей СФ формируют систему клиноформ, погружающихся к югу, с наклонными и слабодисходящимися осями синфазности, прекращающимися проследиваться по схеме подошвенного налегания на поверхности несогласия VI. За пределами Жетыбай-Узенской ступени выделить отражения этой СФ обычно не удастся, здесь регистрируется только одно отражение, приуроченное к границе внутрiformационного несогласия между нижним и средним триасом (горизонт V_3) на времени 2,0—3,4 с. Волновое поле на временах больших, чем время регистрации отражения V_3 , изучено недостаточно. Единые сейсмические реперы по всей территории выделить не удастся. На большей части полученных разрезов V_3 — самый глубокий из погруженных отражающих горизонтов.

По общим особенностям волнового поля доюрских волн на Южном Мангышлаке выделяются следующие регионы.

1. Беке-Башкудукское поднятие и прилегающие с севера районы, включая полуостров Тюбкараган. Этот район отличается отсутствием регулярных отражений от доюрских толщ, поверхность которых картируется как выразительный интерференционный отражающий горизонт, обычно индексируемый V_{ϕ} .

2. Жетыбай-Узенско-Кокумбайская зона ступеней. Она интересна наличием четких клиноформ в пределах пятого пакета и спорадическим развитием более полого лежащих отражений VI группы. В. Б. Арбузов, Ю. А. Волож и др. (93) ошибочно рассматривали клиноформы триаса, погружающиеся к югу, как тектонические дислокации, что явилось причиной ряда неправильных заключений, прежде всего палеогеографического характера.

Эти заключения использованы для выделения зон, благоприятных для поисков рифов. По нашему мнению, основной причиной негоризонтального залегания отражений группы V в этом регионе являются первичные седиментационные наклоны, связанные с формированием триасовых седиментационных тел на наклонной к югу поверхности дна палеобассейна перед фронтом размываемого Беке-Башкудукского поднятия. Относительно скромная роль тектонических дислокаций может быть оценена по спокойному поведению отражений группы VI. На волновом поле клиноформы триасового КССК занимают временной ин-

тервал длительностью 0,5—1,0 с (от 1,7—2,0 до 2,5—3,0 с), затем до 3,5 с обычно выделяются пологие и малоинтенсивные оси синфазности VI волнового пакета, также имеющие тенденцию к погружению к югу. Терригенный состав триасовых отложений в этой зоне определяет полупрозрачный характер сейсмической записи V волнового пакета.

Отсутствие коррелируемых по площади реперов позволяет думать, что толща нижнетриасовых отложений, развитая в этом районе, сложена преимущественно отдельными конусами выноса, сливающимися по мере удаления к югу в более обширные покровные сейсмофациальные единицы.

3. Сегендыкская зона, расположенная на северо-западе Мангышлака в области сближения погружающихся склонов Беке-Башкудук-

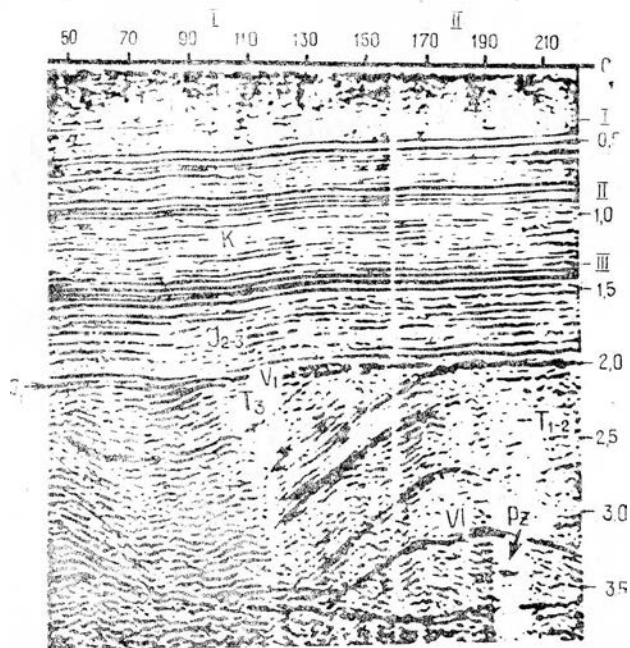


Рис. 21. Временный разрез 36-кратного ОГТ зоны сочленения Сегендыкского прогиба и Беке-Башкудукского вала. По материалам треста «Мангышлакнефтегеофизика», 1980 г.

I — Сегендыкский прогиб, II — Беке-Башкудукский вал.

ского вала и Песчаномыско-Ракушечного поднятия. Судя по сейсмическому волновому полю, по полупрозрачной записи доюрского волнового пакета, карбонатные отложения триаса здесь не получили развития, разрез сложен терригенными клиноформами и маломощными покровными комплексами (рис. 21). Как следует из рисунка, на северной периклинали Беке-Башкудукского вала в волновом поле VI группы отражений фиксируются отображения соленосной толщи. По нашему мнению, рассматриваемая зона охватывает западную прибрежную полосу Мангышлака, вплоть до Песчаномысского поднятия.

4. Жазгурлинская зона (в основном объединяет Западно-Жазгурлинскую и Ракушечно-Курганбайскую подзоны В. Б. Арбузова и др.). Характерная особенность этой зоны — повсеместное развитие группы отражений от карбонатной средней сейсмофации, которые наиболее выразительно представлены в триасовом КССК. В этой зоне между невыразительным отражением VI и прерывистым репером Ф наблюдается недифференцированная сейсмическая запись с короткими непрямолинейными осями синфазности — дотриасовый сейсмостратиграфический комплекс. По данным бурения, в этой зоне развиты терригенные и карбонатные фации триаса, общая мощность и полнота

разреза которых нарастает на восток и северо-восток при сокращении в этом направлении роли карбонатов. Сейсмофация T_3 выполняет эрозионную впадину, юго-западный борт которой картирует отражение V_2^1 , приуроченное к выразительной поверхности несогласия (рис. 22). С юго-запада к этому несогласию наблюдается прекращение прослеживания отражений сейсмофаций T_2 по схеме эрозионного срезания, а к северо-востоку — прилегание отражений сейсмофаций T_3 .

5. Учкудук-Каранжарыкская зона охватывает в основном районы к юго-востоку от Курганбай-Лагунного поднятия между Киндерлинской ступенью и периклиналями Беке-Башкудукского вала и Восточ-

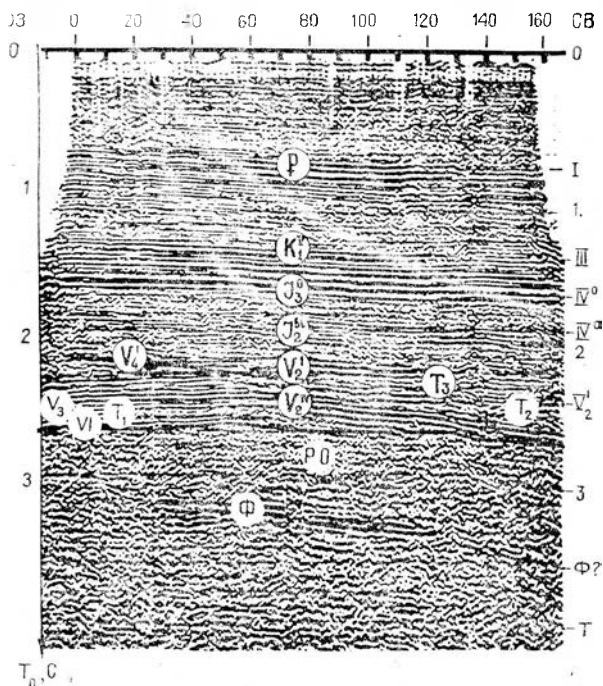


Рис. 22. Типичное волновое поле склонов Песчаномыско-Ракушечного поднятия. По В. А. Панкову, трест «Мангышлакнефтегеофизика», 1979.

ного Мангышлака. Для этой относительно слабо изученной зоны характерны наиболее мощные волновые пакеты V и VI, связанные с триасовым и дотриасовым КССК, постепенным повышением к востоку в направлении Южного Устья мощности сеймостратиграфического комплекса VI и сокращения мощности КССК V. К востоку уменьшается динамическая выразительность и полностью прекращается прослеживание отражений сейсмической фации V_2 . Еще ранее исследованиями КМПВ здесь отмечалось прекращение прослеживания преломляющих горизонтов $V_1 \geq 5,5$ км/с, связываемых с карбонатами, в направлении погружения поверхности фундамента. Совокупность сейсмических материалов, по нашему мнению, свидетельствует о том, что осевая часть Учкудук-Каранжарыкского прогиба поверхности фундамента характеризовалась почти полным отсутствием триасового карбонатного осадконакопления. Указанное явление может быть обусловлено развитием некомпенсированного прогибания. Однако известные к настоящему времени особенности сейсмофации триаса, в частности, отсутствие триасовых карбонатных клиноформ и ланарклиновых сейсмофаций позднего триаса, позволяют отдать предпочтение альтернативе: осевая и юго-восточные части Учкудук-Каранжарыкской депрессии развивались компенсированно и заполнялись в основном мощными терригенными отложениями триаса, поступавшими с юга и юго-восто-

ка. Вместе с тем развитие клиноформ с погружением на север в триасовом сейсмостратиграфическом комплексе Аксу-Кундерлинской зоны свидетельствует, что в осевой части Учкудук-Карынжарыкской депрессии в триасе временами существовали условия некомпенсированного осадконакопления и здесь можно ожидать развития авандельтовых фаций, представляющих большой интерес при нефтегазопромышленных работах.

Рассматриваемый район отличается интенсивным дотриасовым прогибанием. Здесь вплоть до 3,5—4,0 с (типовая длительность обработки) прослеживаются отражения VI дотриасового сейсмостратиграфического комплекса, которые в районах Южного Устюрта сближаются с юрскими отражениями. В триасовых комплексах этой зоны преобладает терригенный состав, и к востоку они практически полностью выклиниваются; юрские отложения с несогласием перекрывают палеозойские толщи.

6. Аксу-Кундерлинская зона отличается поступательным сокращением мощности и выразительности сейсмостратиграфических комплексов триаса и палеозоя при движении к югу и единичными протяженными отражениями, главным образом в низах V волнового пакета. Характерно здесь картирование при исследованиях ОГТ дотриасовой (допермо-триасовой ?) эрозионной поверхности, воздымающейся к Карабогазскому своду, и северное падение клиноформ нижних секций V волнового пакета (рис. 23).

Результаты изучения волнового поля отраженных волн триасового комплекса позволяют следующим образом охарактеризовать палеогеографическую ситуацию в триасовом периоде на Южном Мангышлаке. В раннем триасе энергично размывались районы Беке-Башкудукского вала и Карабогазского свода. Их западные участки, возможно, соединялись зоной пологих пенепленизированных или частично подводных поднятий, протягивающихся через районы полуострова Тюбкараган, западного побережья Мангышлака и осевых частей Песчаномысско-Ракушечного поднятия. Более вероятной нам представляется приуроченность Беке-Башкудукского вала и Песчаномысско-Ракушечного поднятия к ныне полностью погребенному Среднекаспийскому своду, который разграничивался с Карабогазским по прогибу на месте современных Казахского залива Каспия, Карынжарыкского прогиба фундамента и дислокаций Восточного Мангышлака, называемых далее обобщенно Карынжарыкским палеопрогибом. Участки максимальных погружений были сопряжены с зонами поднятий и заполнялись в западной части области прогибаний осадочными отложениями, главным образом за счет местных источников сноса. Терригенные комплексы Жетыбай-Узеньской ступени сформированы, в основном, за счет размыва северной зоны поднятий, размещавшейся, видимо, на площади современных Беке-Башкудукского вала и Чакрыганского прогиба.

Таким образом, по нашему мнению, основанному на анализе поведения клиноформных сейсмофаций, к северу от Жетыбай-Узеньской и Кукумбайской ступеней располагалось не глубоководье (как полагают В. Б. Арбузов, Ю. А. Волож и др.), а зона интенсивно размывающихся поднятий. Склон бассейна здесь был наклонен не к северу (как полагают упомянутые авторы), а к югу. Относительно глубоководные фации с прослоями известняков и аммоноидеями, вскрытые на Узени, объясняются накоплением в межвернодельтовой зоне в период кратковременных общих погружений. Каждый из циклов относительных изменений уровня моря и воздыманий размываемых поднятий отражен соответствующей клиноформой, общее число которых не выяснено, но, судя по разрозненным разрезам, варьирует от 4 до 8.

Иной режим осадконакопления был характерен для осевой части Карынжарыкского палеопрогиба, Южного Устюрта и погруженных зон Аксу-Кундерлинской ступени. Здесь триасовое осадконакопление происходило в условиях активного привноса больших объемов терриген-

ных отложений с юга и юго-востока с формированием отложений веерных дельт и продуктов их переработки. Наиболее значительный привнос дельтовых отложений намечается в западных районах Южного Устюрта, где отдельными профилями фиксируются слабоизученные клиноформы большой мощности, возможно, также, относящиеся к до-триасовому разрезу.

В средней части триасового периода общее успокоение тектонического режима привело к накоплению карбонатных отложений, которое в основном происходило на погруженных северо-восточных и восточных склонах плосковерхового Песчаномысско-Ракушечного поднятия. Переход от карбонатов к области некомпенсированного прогибания для отложений средней части триасового разреза по сейсмическим данным нигде не зафиксирован. Это позволяет думать, что карбонатные плато по латерали замещались областями накопления мелкозернистых терригенных фаций, поступивших с северной Беке-Башкудукской и, особенно, с южной, Карабогазской суши. В этой связи определенный

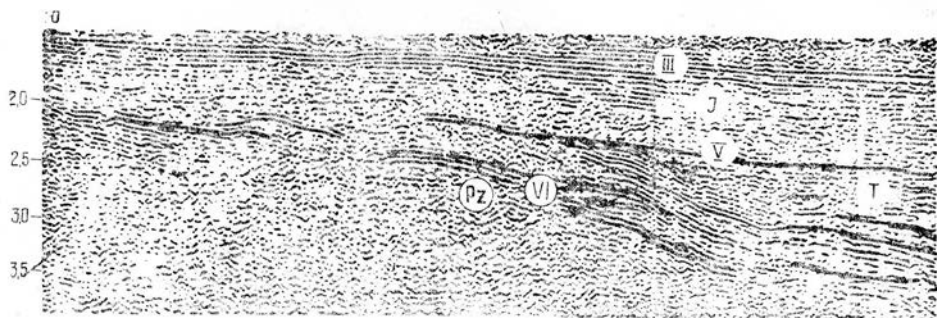


Рис. 23. Типичное волновое поле Аксу-Киндерлинской зоны. По В. А. Панкову, трест «Мангышлакнефтегеофизика», 1979 г. 24-кратное ОГТ.

интерес представляет изучение с целью выявления рифогенных ловушек зоны Курганбай-Лагуниного поднятия, в пределах которого можно ожидать развития отдельных атоллов. Район Курганбай-Лагуниного поднятия приурочен к области регистрации специфического преломляющего горизонта T_5 с $V_T = 5,4—5,6$ км/с. Этот горизонт картирует область развития мощных карбонатных отложений триаса, что подтверждено теперь результатами ОГТ, согласно которым преломляющий горизонт T_5 соответствует отражающему реперу V_2^1 , приуроченному к кровле карбонатной толщи среднего триаса. По мнению Ю. А. Воложа, В. В. Липатовой, В. Б. Арбузова и др. (93) — «границы области регистрации горизонта T_5 совпадают с границей зоны возможного развития рифовых построек» (стр. 168). Характерно, что Курганбай-Лагуниное поднятие выделено как выступ поверхности фундамента в пределах погруженной части Южного Мангышлакского прогиба. Такие поднятия служат естественным основанием для формирования атоллов.

В позднем триасе, по-видимому, произошло большое разобщение Среднекаспийского свода, от которого почти отделилось Беке-Башкудукское поднятие, получившее отчетливую северо-западную ориентировку. В ходе дифференциальных тектонических движений на фоне общего подъема уровня моря формировалась сопряженная узкая Сегендыкская зона погружений, вдоль которой развивался подводный канал или эрозионная впадина (рис. 24). В районе Курганбай-Лагуниного поднятия бассейн осадконакопления был разобщен, на склонах этого поднятия фиксируются сейсмические фации заполнения подводных каналов. Южная зона поздне триасового осадконакопления совпала с Карынжарыкским палеопрогибом.

Особенности регистрации отражения V_1 на Жетыбай-Узеньской ступени и прогибах запада Южного Мангышлака: большее количество

осложнений волнового поля сейсмофаций позднего триаса на субширотных профилях и меньшее на субмеридиональных профилях свидетельствуют о том, что субмеридиональные профили ориентированы по простиранию поздне триасовых седиментационных тел. Это доказывает, что последние формировались под влиянием поперечных к палеоберегу потоков, ориентированных субмеридионально.

Таким образом, в течение триаса палеогеографическая ситуация на Мангышлаке значительно изменилась. Во-первых, расформирова-

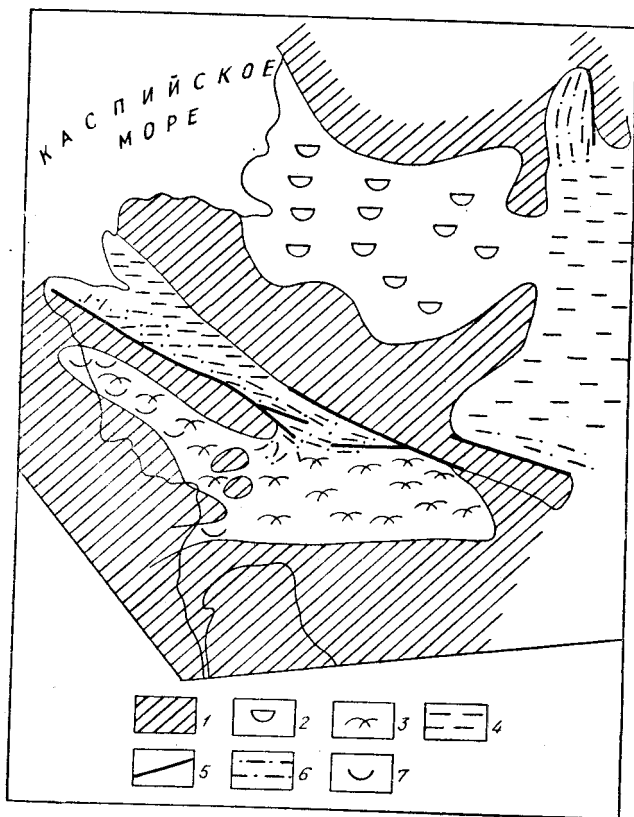


Рис. 24. Сейсмофациальная схема позднего триаса западной части Арало-Каспийского региона.

1 — области денудации, 2 — области интенсивного дифференцированного осадконакопления в компенсационных модулях, сменявшегося сейсмофациями плоских покровов, 3 — терригенные клиноформы южного и западного наклона, 4 — тонкозернистые маломощные покровы, 5 — активно развивавшиеся разломы, 6 — терригенные разнородные осадки, подвергнутые приразломным дислокациям, 7 — терригенное выполнение эрозионных впадин.

лась единая Среднекаспийская зона поднятий и эрозионного размыва. Во-вторых, на части единой Каранжарынской зоны прогибаний, заполнявшейся авандельтовыми комплексами, сформировались зоны поднятий Восточного Мангышлака. В-третьих, сформировалась система северо-западных поднятий и сопряженных прогибов Южного Мангышлака, которые привели к погребению Курганбай-Лагунного поднятия и значительной части Ракушечного поднятия с начавшимся общим наиболее энергичным воздыманием Центрально-Мангышлакской системы дислокаций. Эта изменчивость палеогеографической и палеотектонической обстановки не позволяет согласиться с представлениями о спокойном платформенном режиме триасового осадконакопления на Мангышлаке. Существенные тектонические перестройки, по нашему мнению, более отвечают неустойчивому тектоническому режиму формирования промежуточного структурного этажа. Сейсмические материалы свидетельствуют, что верхняя часть триасового разреза, включающего, по-видимому, верхнетриасовые и верхнюю часть среднетриасовых от-

ложений, сложена глинистыми «прозрачными» комплексами и может рассматриваться как единая региональная покрывка, разделяющая на большей части Южного Мангышлака триасовый и юрский нефтеносные комплексы. Эта покрывка благоприятна для изоляции залежей и сохранения их от разрушения в карбонатных толщах (включая возможные рифы) среднего триаса.

На акватории Аральского моря волновое поле триасовых и палеозойских отложений охарактеризовано несколькими опорными отражениями. Качество материалов здесь, как правило, еще недостаточно высокое для анализа изменчивости слабых отражающих границ.

Группа волн V прослеживается как четкое несогласие типа эрозионного среза на временах от 0,9—3,2 с. Она, по-видимому, приурочена к поверхности триас-палеозоя. Эта группа волн выделяется на всей акватории, но неодинаково. В зонах отсутствия и незначительных мощностей ПСЭ указанная волна следует на 0,1—0,2 с глубже репера III. В западной части акватории Арала между реперами III и V прослежен репер IV — кровля рэт-лейаса. Покровная сейсмофация между горизонтами IV и V, датируемая рэт-лейасом, занимает временной интервал до 0,4 с и по особенностям записи аналогична волновому полю юрских отложений. В Центрально-Аральском блоке глубже репера V выделяется выразительный отражающий репер V₁ на временах 2,0—2,6 с, по которому картируются крупные и высокоамплитудные структурные формы.

В этом блоке трассируется также на временах 3,1—4,6 с низкочастотный отражающий репер VI, который в районе острова Барсакельмес залегает субгоризонтально, испытывая плавное погружение к югу. В зоне Центрально-Аральского максимума силы тяжести крутые моноклиналы по этому реперу окаймляют крупную впадину, погружаясь с севера, востока и юга от 3,0 до 2,5—4,6 с (прекращение регистрации). Волновой пакет между реперами V₁ и VI характеризуется наличием согласных с реперами отдельных отражений и широким развитием немых зон. В юго-западном секторе Аральского моря на временах 2,2—2,9 с регистрируется опорное невыразительное отражение, связываемое с поверхностью каменноугольных терригенных отложений.

Полученные данные сейсморазведки ОГТ позволяют выделять в акватории Арала обширные области распространения трех комплексов ПСЭ. Верхний рэт-лейасовый комплекс развит в центральной и северо-западных частях акватории. Средний комплекс — по-видимому, верхнепалеозойско-триасовые отложения — распространен в обширной изометричной впадине в центральной части моря, крутые борта которой картируются VI отражающим горизонтом к северу от острова Барса-Кельмес, к востоку и югу от Центрально-Аральского гравитационного максимума. В южной части акватории располагается область развития третьего, каменноугольного, комплекса ПСЭ, вскрытого бурением в Судочьем прогибе и Южном Приаралье.

Материалы ОГТ показывают, что прогибание и осадконакопление (слабодислоцированных позднее) толщ в пределах современного Аральского моря происходило уже в карбоне—триасе. Наиболее интенсивное прогибание испытывала внутренняя часть современной акватории в районе острова Барса-Кельмес и Центрально-Аральского гравитационного максимума, где мощность отложений триас-карбона превышает 5—6 км.

О литологическом составе пород, выполняющих верхнепалеозойско-триасовые палеопробиы Аральского моря, в настоящее время можно судить лишь предположительно. Скважинами на территории Северного Приаралья под юрскими отложениями вскрываются сероцветные отложения рэт-лейаса, темноцветные аргиллиты верхнего триаса и красноцветные отложения пермо-триаса. Учитывая мощности

накопившихся на акватории Арала отложений (5—6 км и более) и пластовые скорости около 4,5—5,0 км/с, можно предположить определенную аналогию развития в перми и, частично, — в триасе обстановки седиментации Прикаспийской, Аральской и, возможно, Чу-Сарысуйской впадин. Как известно, в пределах Прикаспийской и Чу-Сарысуйской впадин наряду с красноцветами поздней перми отлагались сероцветы и пермские соленосные формации.

Вблизи о-ва Барса-Кельмес в разрезе палеозой-триасовых толщ выделяются контрастные высокоамплитудные поднятия — Бутаковское, Кельмесское, Изендыаральское и др., которые по особенностям волнового поля идентичны структурам соляного диапиризма. Возможно, здесь получили развитие пермские эвапоритовые формации, вызывающие появление в районе о-ва Барса-Кельмес высокоамплитудных (до 1,5 км) диапировых положительных структур, обусловленных галокинезом, картируемых сейсморазведкой ОГТ и коррелируемых с гравитационными минимумами.

Примерно по оси Куаныш-Косхозак проходит линия, ограничивающая распространение к югу пермских пород. Южнее этой линии, непосредственно под отложениями рэт-лейасовой серии и юры, выходят каменноугольные карбонатные и сероцветные терригенные толщи, залегающие на глубинах 3—4 км, аналоги которых вскрыты при бурении в Юго-Западном Приаралье на площадях Приозерная и Каракудук.

Анализ мощностей поздне триасово-юрских сероцветных отложений выявляет их закономерное региональное увеличение до 3—4 км к зоне Арало-Кызылкумского глубинного разлома, причем около половины объема пород приходится на отложение рэт-лейасовой серии. Наиболее интенсивно рэт-лейасовое осадконакопление происходило в районе о-ва Возрождения. По данным морской сейсморазведки, зона преимущественно поздне триасово-юрского осадконакопления протягивается вдоль разлома на сушу и в Южное Приаралье, что подтверждается бурением скважины Кызылщала на полуострове Муйнак, которая, пройдя 2045-метровую толщу юрских пород, на глубине 3615 м не вышла из нее.

Судя по имеющимся данным, рэт-триасовые отложения повсеместно характеризуются терригенным составом, незначительной уплотненностью, а накапливались они в обширном бассейне, по-видимому, в преимущественно прибрежно-морских условиях.

На территории Северного Устья и полуострова Бузачи (Казахская ССР) скоростная характеристика пермо-триасового и палеозойского комплексов, по данным ВСП и СК, изучена в небольшом числе скважин (рис. 25). В верхней части относительно полного доюрского разреза во впадинах по данным ОГТ выделяется четкий скачок скорости упругих волн, к которому привязывается сейсмический репер V_2 , выше которого $V_{пл}$ триасовых отложений характеризуется значениями 3,9—4,5 км/с, а ниже — $V_{пл} = 4,3—5,1$ км/с.

Подобное распределение пластовых скоростей установлено на площади Ирдалы и, видимо, характерно для разрезов, в которых развиты рэт-лейасовые и поздне триасовые отложения. Большинство скважин пробурено на поднятиях, где к эрозионной доюрской поверхности выходят нижне триасово-пермские отложения. В более глубоких, предположительно пермских толщах средненервальные значения скоростей упругих волн составляют 4,9—5,7 км/с. По данным сейсмокаротажа в них систематически встречаются пласты с $V_{пл} \geq 6,2$ км/с. Последнее свидетельствует об участии в строении этих толщ хемогенных пачек.

Несмотря на близость физических свойств нижней части юрского и верхов доюрского разреза, в волновом поле отраженных волн на региональных профилях уверенно выделяется граница верхних выдержанных покровных горизонтально-слоистых сейсмических и нижних

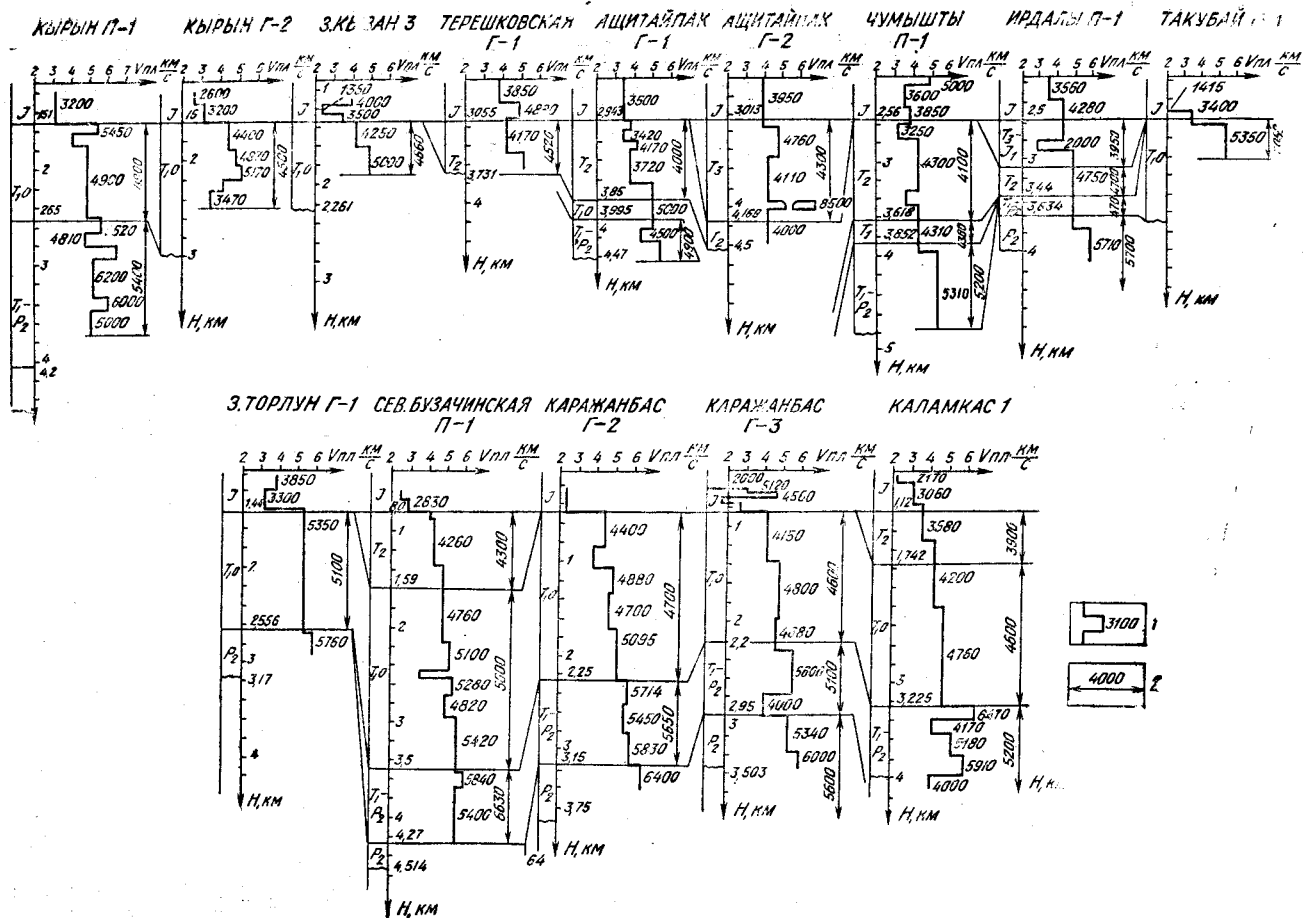


Рис. 25. Пластовые и интервальные скорости в скважинах глубокого бурения северо-западной части Устьурта и полуострова Бузачи (по Ю. И. Воложу, 1982).

1 — график скорости, 2 — интервальные скорости, м/с.

комплексов, наиболее яркой особенностью которых является латеральная изменчивость волнового поля в фиксированном диапазоне нормальных времен. Эта граница индексируется V_1 (Волож, Шилина и др., 1981). Горизонт V_1 трассируют, как поверхность несогласия типа эрозионного среза по отношению к подстилающим толщам. В Бейнеуском прогибе и Приюжноэмбенском склоне Устьярта выразительность несогласия усиливается в зонах локальных синклиналей. На Южно-Эмбенском поднятии и на Арстановской ступени горизонт V_1 более явно характеризуется как несогласие на склонах поднятий. По этому сейсмическому реперу контактируют отложения нижнего мела (Центральные Бузачи), средней юры (Прикаспий, Южная Эмба, Жайлыган-Чумыштинская зона) и нижней юры с отложениями триаса и палеозоя. В зависимости от соотношения акустических параметров и степени дислоцированности ниже- и вышележащих толщ изменяется динамическая выразительность горизонта V_1 , который регистрируется на времени от 0,5 с на поднятиях до 3,5 с в прогибах. Диапазон колебаний глубин этой поверхности составляет более 4 км, отображая, в основном, вариации изменения мощностей платформенного чехла в этом регионе.

На временных разрезах ОГТ, на временах больших, чем время регистрации волн V_1 , выделяются группы отражений, в которых в 70-х годах на ранних этапах исследования ОГТ Устьярта было выделено 6—9 горизонтов — PT_1 , PT_2 , PT_3 и т. д., затем P_1 , P_2 , P_3 и т. д. Такая индексация в последние годы обычно не используется.

Необходимо отметить, что качество временных разрезов Северного Устьярта остается недостаточным, прежде всего в связи с использованием 6—12-кратных систем наблюдений и чрезвычайно упрощенного графа обработки. Поэтому Ю. А. Волож и В. А. Шилина при последнем обобщении выделили здесь только пять опорных групп отражений, индексируемых сверху вниз как V_1 , V_2 , VII, а, б. Их выделение и трассирование остаются дискуссионными и объединение их в региональные реперы носит условный характер. Очевидно, что внедрение цифровой регистрации и усложнение графов обработки на Северном Устьярте позволит более определенно проиллюстрировать многие положения, обсуждающиеся ниже, и выяснить еще не известные особенности строения этого региона. Особенно важным представляется выделение здесь слабых отражений, что в условиях широкого развития в регионе зашельфовых фаций будет иметь важнейшее значение для сейсмостратиграфической расшифровки волнового поля ОВ. Последнее отличается необычной (для других ранее рассмотренных регионов) длительностью, в ряде случаев полезная запись прослеживалась до конца обычного интервала регистрации (4,5 с), однако, наблюдения с более продолжительной регистрацией остаются единичными и непредставительными.

Наиболее выразительно чаще всего на временном разрезе выделяются отражения V_2 — динамические четкие многофазные группы колебаний, сформированные в тонкослоистой среде. Весьма колоритно и надежно выделяется отражение б, оно часто отличается низкочастотной записью и на многих участках отображается как поверхность нового глубинного сейсмогеологического этажа с хаотической записью и обилием прозрачных зон, но на других участках в диапазоне 1,0—1,5 с глубже б (до конца записи) прослежены регулярные отражения. Между группой VI и группой V размещаются зоны невыразительного волнового поля с довольно редкими согласными осями синфазности небольшой протяженности. Отражения VI регистрируются на временах от 2,3 до 3,2 с.

Отражения VI и VII следуют друг за другом на длинных участках профилей с фиксированным временным интервалом, который существенно расширяется в зонах ряда локальных поднятий. Отражения VII и а имеют сходную область регистрации и разделены интер-

валом в 0,3—0,5 с, в котором обычно не намечаются регулярные отражения. Волны эти имеют специфическую низкочастотную запись (20 Гц) и их выделение требует учета этих динамических особенностей.

Различные специфические зоны волнового поля Северного Устюрта и п-ова Бузачи охарактеризованы с использованием данных Ю. А. Воложа, В. А. Шилиной (табл. 2). В разных районах зафиксированы значительные изменения волнового поля. На Арстановской ступени во впадине у подножья Центрально-Устюртской системы дислокаций выделяется местный сейсмический репер — отражение V_3 . В Челуранской зоне отмечено присутствие волнового пакета глубже горизонта b , несогласного с рельефом b . В этой зоне значительно глубже b трассируется и преломляющий репер T_Φ . В Мынсуалмасской зоне репер b не прослежен в направлении погружения из-за ограниченной длительности записи. В Култукской зоне глубже b четко выделяется

Таблица 2

| Зона | Время регистрации групп отражения, с | | | | | |
|--|--------------------------------------|---------|---------|---------|----------|---------|
| | V_2 | V_1 | VII | a | b | ф |
| Северо-Бузачинская | — | 1,6 | — | — | — | — |
| Центрально-Бузачинская | — | — | — | — | 3,5—3,7* | — |
| Южно-Бузачинская | — | 1,0—1,6 | — | — | 3,5—3,9 | 3,5—3,9 |
| Арстановская | 1,6—2,5 | 2,8—2,7 | 2,8—3,1 | — | 2,0—3,2* | — |
| Бейнеуская | 2,9*—3,1 | 1,3—3,5 | 3,4—4,5 | 4,5—4,9 | 5,0—5,2 | — |
| Челуранская | — | 2,5—2,9 | — | — | 3,2—3,6 | — |
| Чумышты-Жайлыганская (Мынсуалмакская) | 1,9—3,0 | 2,5—3,3 | 2,2—3,3 | 2,4—3,4 | — | 4,5 |
| Култукская | 1,9—3,0 | 2,5—3,6 | 2,2—3,3 | 2,4—3,4 | — | 4,5 |

*Наиболее динамически выраженная.

новый сейсмогеологический этаж. Специфический палеозойский структурный этаж выделяется и в зоне сочленения Устюрта с Южно-Эмбенским поднятием.

Главным вопросом геологической интерпретации новых материалов ОГТ и казахстанской части Северного Устюрта является обоснование стратификации сейсмических реперов, связанных с промежуточным этажом. К ПСЭ, возможно, целесообразно также относить здесь толщу между реперами IV и V, включающую отложения самых низов байосса, аалена, которая выполняет только осевые зоны мезозой-кайнозойских прогибов, где развиты и доюрские комплексы. Обосновано и отнесение этой сравнительно маломощной пачки к самому нижнему ярусу платформенного чехла. Горизонт V_1 , как подтвердили материалы привязки более 50 скважин, совпадает с поверхностью регионального несогласия, разделяющего различно дислоцированные толщи, с отклонениями от нее не более ± 100 м. Следовательно, при региональных исследованиях этот горизонт может рассматриваться как наиболее обоснованная граница между платформенным чехлом и ПСЭ.

Сравнительно обоснована стратиграфическая привязка горизонта V_2 к северу от осевой части Каспийско-Аральской зоны прогибов. Здесь по скважинам Култук Г-3, Ащитайпак-2, на месторождении Прорва, на Аралды II—I, между которыми репер V_2 протрассирован практически непрерывно, он соответствует подошве верхнетриасовых сероцветных отложений. Обратим внимание, что стратификация этого репера, как V_1 и всех горизонтов в осадочном чехле (I, III, IV), не изменяется при переходе от Прикаспийской впадины на Северный Устюрт, а мощности толщ, заключенных между сейсмическими реперами, здесь закономерно возрастают с севера (Прикаспийская впадина) на юг до осевой зоны Каспийско-Аральской зоны прогибов. Менее достоверна привязка горизонта V_2 на Арстановской ступени. Здесь по ряду профилей отмечено его погружение на юг в сторону Центрально-

Устьюртского разлома. Аналогично ведут себя горизонты в ПСЭ в южной части Барсакельмесского прогиба, где сероцветный триас отсутствует.

Мы полагаем, что стратификация горизонта V_2 как подошва сероцветов триаса, предположенная Ю. А. Воложем, В. А. Шилиной и др. (1981), приемлема только к северу от линии Култук-Арстановская—Астауой и далее на северо-восток в направлении к северному склону Актумсукской системы дислокаций, исключая участки, где сероцветный триас уничтожен предъюрским размывом или вовсе не накапливался. В осевой зоне бассейна обширного и мощного осадконакопления сероцветного триаса рельеф этой поверхности сильно дислоцирован. В районе площадей Кайдак, Тышканды, Бегеш, Манашы, Сарга и др., которые мы для кратости далее будем именовать Бейнеуской группой соляных диапиров (или Бейнеуской ГСД), перепады глубин по горизонту V_2 в пределах локальных структур составляют 1,0—1,5 км. Здесь четко обрисовываются не только резкие изометричные поднятия, но и сопряженные с ними изометричные или чаще субширотно-вытянутые мульды. Соизмеримые перепады глубин свойственны и Адамлинской ГСД (Адамли, Харлык, Кумтюбе и др.), а несколько меньшие (до 1,0 км)—Каменной группе соляных криптодиапиров (ГСКД). На многих локальных поднятиях ГСД V_2 горизонт прекращает прослеживаться в направлении воздымания, фиксируя особенностями волнового поля конседиментационное и постседиментационное развитие диапиров.

К югу от упомянутой линии Култук—Арстановка—Астауой—Актумсукская система дислокаций сероцветы триаса не развиты и выделяемый здесь горизонт V_2 приурочен, по нашему мнению, к поверхности несогласия, видимо, в подошве триаса.

Стратиграфическая привязка горизонта VI Ю. А. Воложем и В. А. Шилиной и др. выполнена по скважинам Чумышты П—I и Северо-Бузачинская, которые вскрыли контакт верхнепермских и триасовых отложений. Горизонт располагается ориентировочно внутри красноцветной терригенной толщи. Это послужило основанием считать горизонт VI связанным с поверхностью несогласия между триасовыми и верхнепермскими отложениями. Необходимо отметить, что обе указанные скважины размещены в существенно различных зонах, где разрез верхней красноцветной толщи (от P_2 до T) резко сокращен. В этих скважинах граница T_1 и P_2 не отображается каким-либо скачком скорости по данным сейсмокаротажа. Основная область регистрации отражения VI совместно с другими отражающими границами доюрского разреза находится в зоне прогибов. На сейсмогеологическом разрезе по простиранию Южно-Эмбенского поднятия вдоль его юго-восточного склона (рис. 26), примерно связывающем зону Чумыштинского поднятия на востоке и Северо-Бузачинскую зону на западе, отчетливо видно, что горизонт VI в зонах поднятий либо отсутствует, либо имеет специфическую стратиграфическую привязку, которую нельзя распространять на зоны прогибов, где волновое поле включает серию реперов V_2 , VI, VII, а, б, и др.

Горизонт VI, выделяемый на Северном Устьюрте, является, по нашему мнению, продолжением и аналогом горизонта б Южно-Эмбенского поднятия и характеризует эрозионную поверхность. Поэтому, прежде чем продолжить обсуждение стратификации горизонта VI, обратимся к привязкам к глубоким скважинам горизонта б. Этот горизонт, по данным многочисленных скважин на Южно-Эмбенском поднятии, приурочен к поверхности эрозионного среза между юрскими и палеозойскими отложениями. С севера на юг из Прикаспийской впадины к оси Южно-Эмбенского поднятия под эрозионную поверхность предъюрско-триасового размыва последовательно выклиниваются отражения от соленосного кунгура (слившиеся реперы VI и VII), затем подошва кунгура П₁, затем горизонты, связанные с кровлей и

Рис. 26. Сейсмогеологический разрез по простиранию южного склона Южно-Эмбенского поднятия.

1 — сероветные комплексы позднего триаса — ранней юры, 2 — вероятные положения диапирогенных или соляных «подушек» в толщах девона, 3 — разломы.

Остальные обозначения см. на рис. 28.

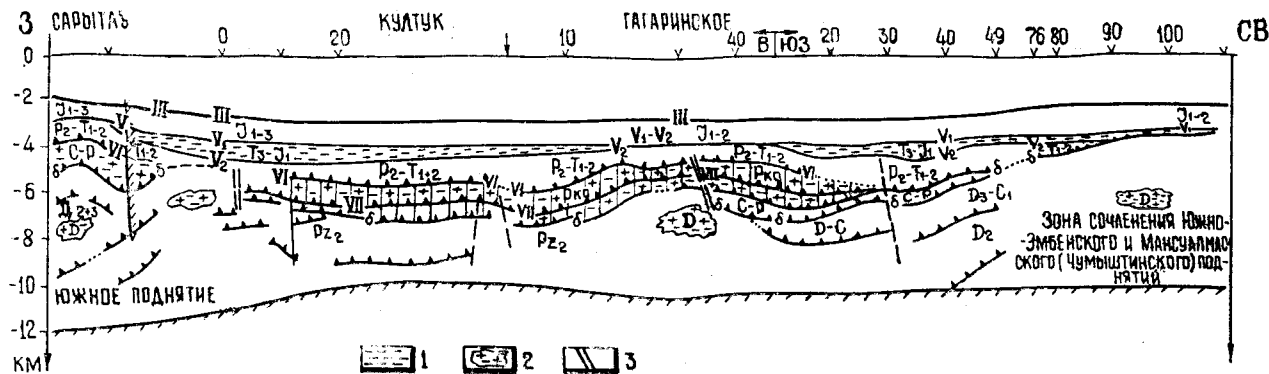
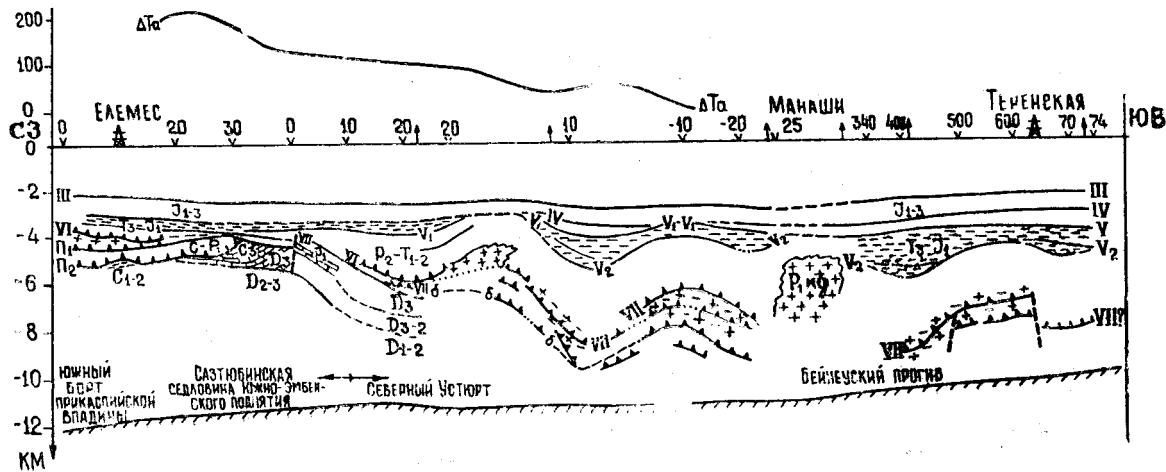


Рис. 27. Сейсмогеологический разрез через зону сочленения Устюрта и Прикаспийской впадины вкрест простирания Южно-Эмбенского поднятия через район Сазтюбинской седловины. Усл. обозн. см. на рис. 26, 28, 29.



подшовой подсолевых карбонатных толщ D_3-P_1 . В осевой части Южно-Эмбенского поднятия (скважины площадей Терескен, Жанасу, Туресай, Мынсуалмас) горизонт *б* приурочен к эрозионной поверхности, разделяющей отложения юры и терригенного девона.

Таким образом, с севера со стороны Прикаспийской впадины поверхность несогласия *б* по мере движения к югу отвечает все более длительному перерыву осадконакопления, при этом продолжительность перерыва все время увеличивается к югу снизу за счет выхода под эту поверхность несогласия все более древних толщ. Следовательно, в период позднедевонско-раннепермского осадконакопления Южно-Эмбенское поднятие уже существовало (с погружающимся на юго-запад шарниром); на его южных склонах, как и на северных, происходило осадконакопление либо шельфовых покровно-облегчающих фаций, либо клиноформ девона—перми. Во всех случаях поверхность несогласия *б* располагается в сейсмогеологическом разрезе в тех зонах, где развиты девонские, каменноугольные и пермские отложения, **над этими отложениями.**

Ю. А. Волож, В. А. Шилина и др. (1981) игнорируют эти очевидные положения. Признавая привязку горизонта *б* на Южной Эмбе как поверхность послепалеозойского несогласия и указывая, что эта граница всюду с точностью ± 200 м отвечает границе раздела, приуроченной к кровле палеозойского комплекса пород, они, ориентируясь на спорную привязку к скважине Северный Каражанбатс (на Северных Бузачах), считают, что артинские и, следовательно, кунгур-позднепермские отложения залегают выше границы *б*. По нашему мнению, поверхность несогласия, обозначаемая *б* на Южно-Эмбенском поднятии, есть поверхность послепалеозойского перерыва осадконакопления, глубже которой залегают кунгурские, часть позднепермских и артинские отложения. На этом основании мы считаем, что во впадинах Северного Устья необходимо оценивать возрастную приуроченность VI отражающего горизонта к эрозионной поверхности, существовавшей на рубеже палеозоя и мезозоя, а горизонт *б*, выделенный В. А. Воложем и др. во впадинах Северного Устья, мы рассматриваем как поверхность карбонатного палеозойского комплекса (D_3-P_1), бронирующего склоны Южно-Эмбенского поднятия и являющегося аналогом горизонта P_2 Прикаспийской впадины, выше которого залегают терригенные отложения карбона и ранней перми.

Горизонты VII и *а* на Северном Устье нигде не вскрыты бурением, мы стратифицируем их по аналогии с разрезом Прикаспийской впадины как низы соленосного кунгура (горизонт VII) и поверхность докунгурских отложений, которая в Прикаспийской впадине обычно обозначается как сейсмический репер P_1 —горизонт *а*.

Таким образом, наша стратификация существенно отличается от стратификации границ VI, VII, *а* и *б* Ю. А. Воложем, В. А. Шилиной и др., которые оценивают VII и *а* как кровлю терригенного кунгура и кровлю артинских терригенных отложений. В трактовке этих авторов доюрский разрез между горизонтами VI и *б* терригенный и включает исключительно пермские терригенные отложения.

По нашему мнению, между выделяемыми Ю. А. Воложем и В. А. Шилиной на Северном Устье горизонтами VI и *б* заключена мощная толща, охватывающая соленосный (карбонатно-хемогенно-терригенный) кунгур, присутствие которого в разрезе сейсмогеологически отображается появлением одного, двух или более горизонтов группы VII—«*а*», а также подсолевого терригенного комплекса, подстилаемого границей *б*. Возрастной диапазон этого терригенного комплекса расширяется по мере удаления от Южно-Эмбенского поднятия от раннепермских до послесреднедевонских отложений. Поэтому выводы указанных авторов, именующих границу *б* кровлей палеозоя и указывающих, что на Северном Устье палеозойский комплекс распространен ограниченно, мы считаем ошибочными.

Рассмотрим сейсмогеологические разрезы по профилям ОГТ, построенные В. А. Воложем и др., с изменениями, учитывающими наши представления о стратификации сейсмических реперов. Временной разрез через зону сочленения Устюрта и Прикаспийской впадины (рис. 27) вкрест простирания Южно-Эмбенского поднятия построен через участок, видимо, наиболее глубокого погружения его шарнира по докунгурской поверхности в районе, названном нами Сазтюбинской седловиной. Далее к юго-западу, на продолжении оси Южно-Эмбенского поднятия, докунгурская поверхность после плоского участка воздымается, формируя Южный свод на стыке Южно-Эмбенского, Каратон-Тенгизского и Северо-Бузачинского палеозойских поднятий.

На рассматриваемом разрезе видно, что соленосный кунгур из Прикаспийской впадины после некоторого сокращения мощности в осевой части Южно-Эмбенского поднятия переходит на Северный Устюрт. Между границей *б* и фундаментом в Южно-Эмбенском поднятии заключено 8 км докаменноугольных отложений. К осевой части Бейнеуского прогиба граница *б* сближается с фундаментом, выделенным по данным КМПВ.

На сейсмогеологическом разрезе по оси Бейнеуского прогиба (рис. 28) отчетливо видны слабая дислоцированность нижних секций временного разреза и развитие навешенной складчатости в средней части с отчетливым проявлением диапиризма и формированием сопряженных компенсационных мульд, интенсивно продолжавшимся вплоть до времени накопления сероцветов позднего триаса.

На сейсмогеологическом разрезе Южная Эмба—Арстановская ступень (рис. 29), ориентированном ортогонально предыдущему, отчетливо видно, что горизонт *б* в северной приосевой части Бейнеуского прогиба практически сливается с поверхностью фундамента, намеченной здесь ранее по данным КМПВ, а далее к югу располагается на 1,0—1,5 км глубже этой поверхности. Такое поведение границ соответствует построениям Ю. А. Воложа, Р. Б. Сапожникова и др. По нашему мнению, это свидетельствует о том, что в зоне сочленения Северного Устюрта и Южно-Эмбенского поднятия существенно изменилась приуроченность высокоскоростной преломляющей границы, которую мы ранее совместно с Р. Б. Сапожниковым (1967—1969) принимали за поверхность фундамента. Данные ОГТ подтвердили намечавшееся нами предположение о том, что высокоскоростная преломляющая граница с $V_T=6,0-6,2$ км/с в прогибах Северного Устюрта отвечает поверхности мощной толщи допермских карбонатов. Поэтому на рассматриваемом разрезе мы наметили прогнозное поведение фундамента в Бейнеуском прогибе, исходя из минимальной мощности девонских и додевонских отложений, на 3—4 км глубже отражающего репера *б*. На сейсмогеологическом разрезе по линии Шольтауское поднятие—Бейнеуский прогиб (рис. 30) охарактеризовано соотношение опорных сейсмических границ и изменение морфологии структур на южном склоне прогибов Северного Устюрта и намечено предполагаемое поведение фундамента.

На временном разрезе по простиранию южного склона Южно-Эмбенского поднятия (рис. 26), протягивающемся от берега Каспия до района Мынсуалмасского поднятия, хорошо видно соотношение различных доюрских комплексов в зоне сочленения Прикаспийской впадины и Северного Устюрта. Отчетливо видно, что мощности толщи между поверхностью девона (репер *б*) и фундамента на всем протяжении (почти 250 км) этого профиля варьируют от 2 до 7 км, обычно составляя 3—5 км. В этой толще обнаруживаются специфические проявления дисгармонии в надфундаментном разрезе.

Ранее, анализируя данные ОГТ и гравиметрии по осевой части Южно-Эмбенского поднятия в несколько более северных районах, мы наметили вероятное развитие девонского соляного диапиризма в районе площади Дияр, где под мезозойские отложения выходит терриген-

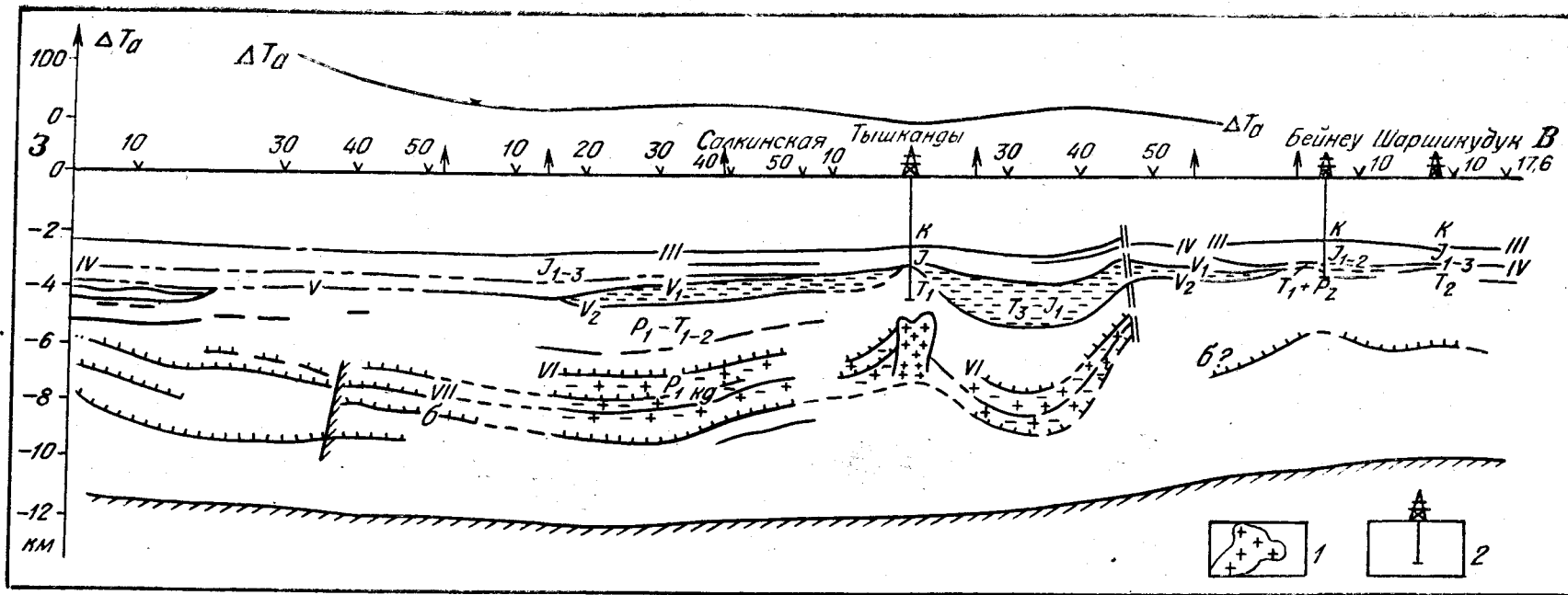


Рис. 28. Сейсмогеологический разрез по оси Бейнеуского прогиба.

1 — намечаемый диапир кунгурской соли, 2 — глубокие скважины и положение их забоев. Остальные условные обозн. см. на рис. 26, 29.

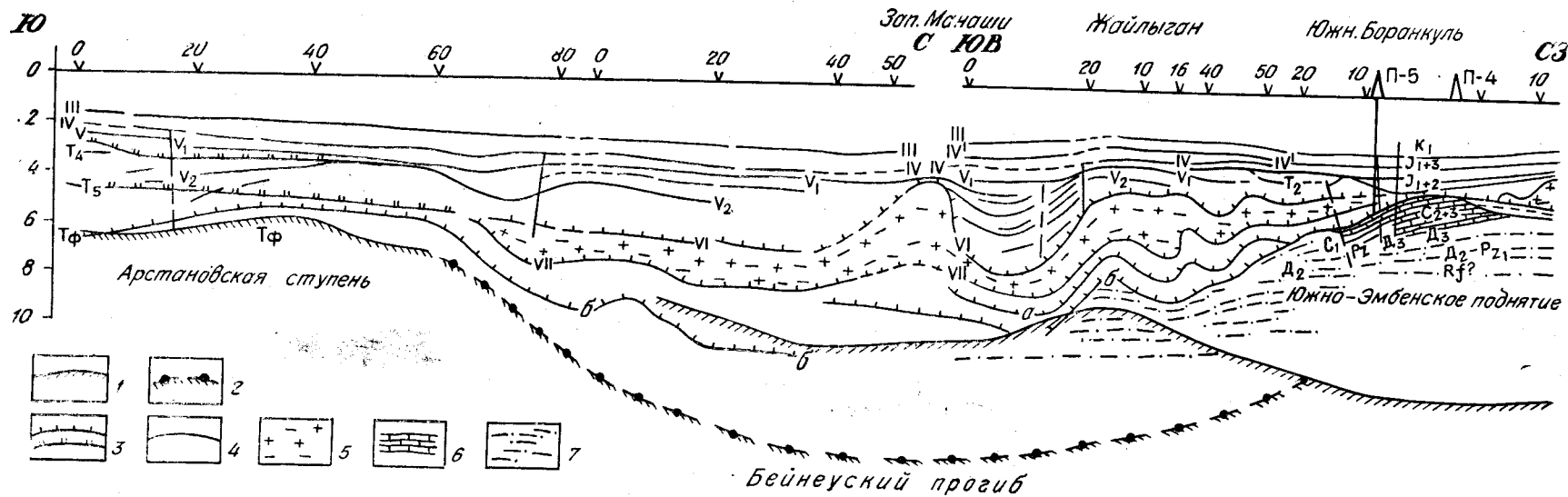


Рис. 29. Сейсмогеологический разрез через Южно-Эмбенское поднятие, Бейнеуский прогиб и Арстановскую ступень.

1 — преломляющая граница с граничной скоростью 6,0 км/с и более, отождествляемая на Южно-Эмбенском поднятии и Арстановской ступени с поверхностью фундамента; 2 — уточненное положение поверхности фундамента в Бейнеуском прогибе с учетом данных ОГТ и постепенного сокращения к югу мощности палеозойских подсолоевых комплексов ПСЭ; 3 — опорные отражающие границы VI, VII, П, П₂, а, б в дотриасовом разрезе и опорные преломляющие границы T₄ (V = 5,3 км/с) и T₅ (V_Г = 5,6 км/с) в доюрском разрезе Арстановской ступени; 4 — опорные отражающие границы в юрско-триасовой толще; 5 — толща соленосного кунгура, доказанная бурением на северо-западном склоне Южно-Эмбенского поднятия и предполагаемая по сейсмическим данным на северо-западном Устурте; 6 — карбонатные отложения девона и карбона; 7 — терригенные девонские толщи.

ный девон. М. О. Хвеливицкий и В. Е. Зиньковский (96) на основании комплексной интерпретации геофизических данных по допермскому разрезу в юго-западной части Прикаспийской впадины в области сочленения ее с кряжем Карпинского выделяют там обширную зону развития девонского соляного диапиризма. Вместе с широким развитием эвапоритов девона и перми в разрезах Днепровско-Донецкой впадины, Чу-Сарысуйской впадины, и рядом иных, менее однозначно интерпретируемых данных, представляется возможным наметить положение девонских криптодиапиров, объясняющих локальную дислоцированность девона в зоне Южно-Эмбенского поднятия. Эти представления мы рассматриваем как некоторую рабочую гипотезу, требую-

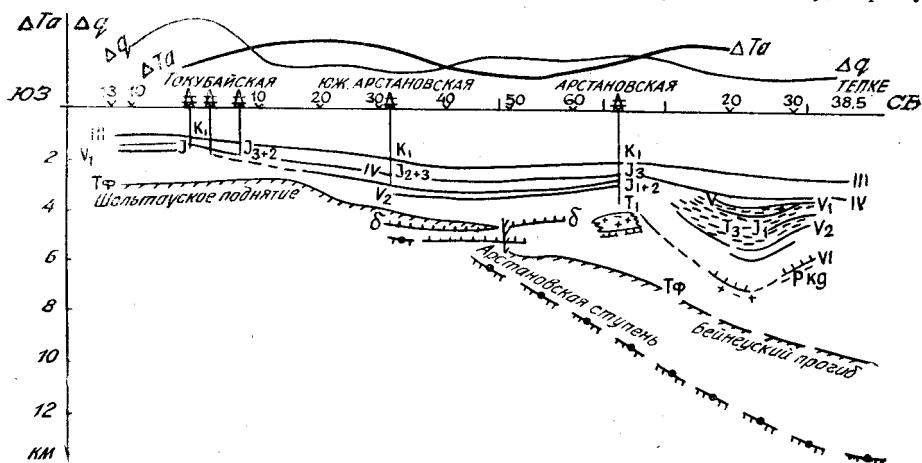


Рис. 30. Сейсмогеологический разрез по линии Шольтауское поднятие — Бейнеуский прогиб. Усл. обозначения см. на рис. 26, 29.

щую уточнения. Хорошо видно, что соленосный кунгур размещается в Сазтюбинской седловине между Южно-Эмбенским и Южным поднятием. Эта область распространения соленосного кунгура четко картируется появлением серии новых отражающих границ, выклинивающихся к зонам поднятий.

Таким образом, новые материалы сейсморазведки ОГТ свидетельствуют о широком развитии триасовых и палеозойских отложений в Арало-Каспийском регионе. При этом триасовые отложения большой мощности установлены не только в фациях красноцветов, но широко представлены и сероцветными терригенными и карбонатными пачками. На основании интерпретации материалов сейсморазведки ОГТ составлена схема палеогеографии северной части Туранской плиты в позднем триасе—ранней юре (рис. 31). Как следует из новых сейсмических данных, область интенсивного морского осадконакопления в позднем триасе в благоприятной для нефтегазоносности восстановительной обстановке охватывала обширные пространства Северного Устюрта и Южного Мангышлака, обозначая начальную фазу нового цикла морских трансгрессий, продолжавшихся затем в ходе накопления платформенного чехла. Осадконакопление происходило в обширных водоемах при обильном поступлении терригенного материала с низменной суши при практически полном отсутствии карбонатообразования. В крупных прогибах осадконакопление достигло весьма значительных масштабов. Наиболее интенсивным было прогибание в приразломном Куланды-Муйнакском прогибе, выраженном по кровле мела как Арало-Кызылкумский вал. Во впадинах Северного Устюрта осадконакопление усиливалось в зонах обширных компенсационных мульд.

Детальное освещение строения диапирогенных структур Северного Устюрта преждевременно. По сейсмическим данным построена схема поверхности кунгура на Северном Устюрте (рис. 32). Здесь намечена

обширная зона плащеобразного залегания соленосного кунгура, а также зоны развития диапировых галокинетических дислокаций. В обширной области северо-восточной части Арстановской ступени и Самского прогиба в основном развиты криптодиапировые дислокации.

Представляется уместным кратко изложить основные доказательства развития кунгурских соляных куполов на Северо-Западном Устюрте, поскольку кунгурская соленосная толща здесь еще не вскрыта бурением.

1. Прежде всего привлекает внимание приуроченность высокоамплитудных крупных локальных поднятий к наиболее погруженным (по всем горизонтам от подошвы платформенного чехла до фундамента)

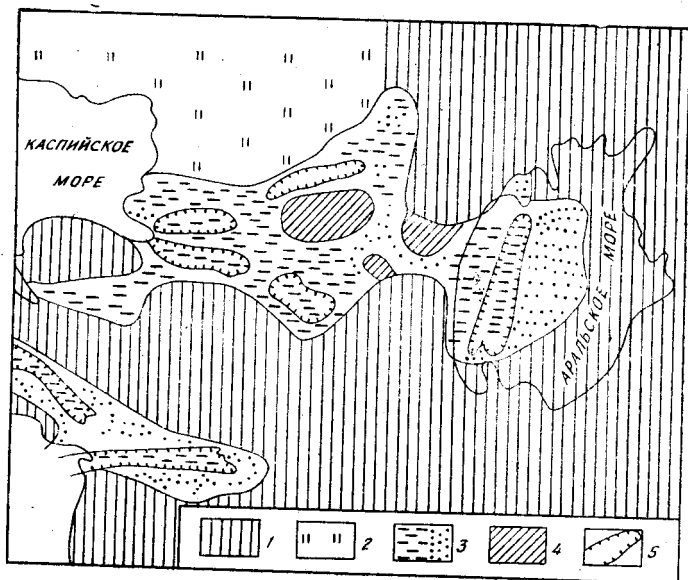


Рис. 31. Схема палеогеографии позднего триаса — ранней юры Арало-Каспийского региона на основе сейсмических данных.

1 — низменная денудированная суша, 2 — области осадконакопления в фациях прибрежных равнин, 3 — морские, преимущественно песчаные и глинистые фации, 4 — отмели без значительного осадконакопления, 5 — прогибы и компенсационные мулды с мощным поздне триасовым осадконакоплением.

обширным зонам по надежно фиксируемым сейсмическим реперам. Амплитуда антиклиналей по реперу V, например, составляет на поднятиях Шаршикудук — 1,3 км, Ащитайпак Западный — 1,0 км, Ащитайпак — 0,7 км, Тышканды — 0,7 км, Западный Манаши — 0,5 км, Тепке, Бегеш, Каменная, Челуран, Сапкын, Орлиная, Тасорпа, Адамли — 0,3—0,4 км. Такая амплитуда дислокаций в осевых частях прогибов не наблюдается во впадинах Южного Мангышлака и Восточного Устюрта, где даже малоамплитудные поднятия (с амплитудой 20—50 м) выделялись не часто, а относительно крупные поднятия закономерно приурочены не к зонам прогибов, а только к региональным положительным структурам, типа Центрально-Устюртского вала, Актумсукской системы дислокаций и др.

2. Обилие высокоамплитудных структур в зоне прогибания, соседствующей с Прикаспийской впадиной, естественно, прежде всего позволяет думать, что указанные дислокации связаны с кунгурским соляным диапиризмом. Такая гипотеза для объяснения дислокаций мезозоя — кайнозоя на площади Сарга была выдвинута еще в 60-х годах П. И. Краевым.

3. Результаты съемок ОГТ и детальной гравиметрии в 70-х годах показали, что по ряду антиклинальных поднятий отмечается быстрое увеличение амплитуды складки с глубиной, кольцевые вокругсводные зоны прекращения прослеживания отражающих границ и приурочен-

ность к сводам антиклиналей локальных минимумов силы тяжести. Так, на площади Адамли амплитуда антиклинали с глубиной растет и составляет по первому горизонту 50 м, по III горизонту — 250 м, по подошве юры в южной части площади обособливается структура Ащитайпак с амплитудой 500 м. Далее с глубиной амплитуда поднятия растет, над его сводом установлен минимум наблюдаемых аномалий Δg . Интенсивность отрицательной аномалии силы тяжести усилится

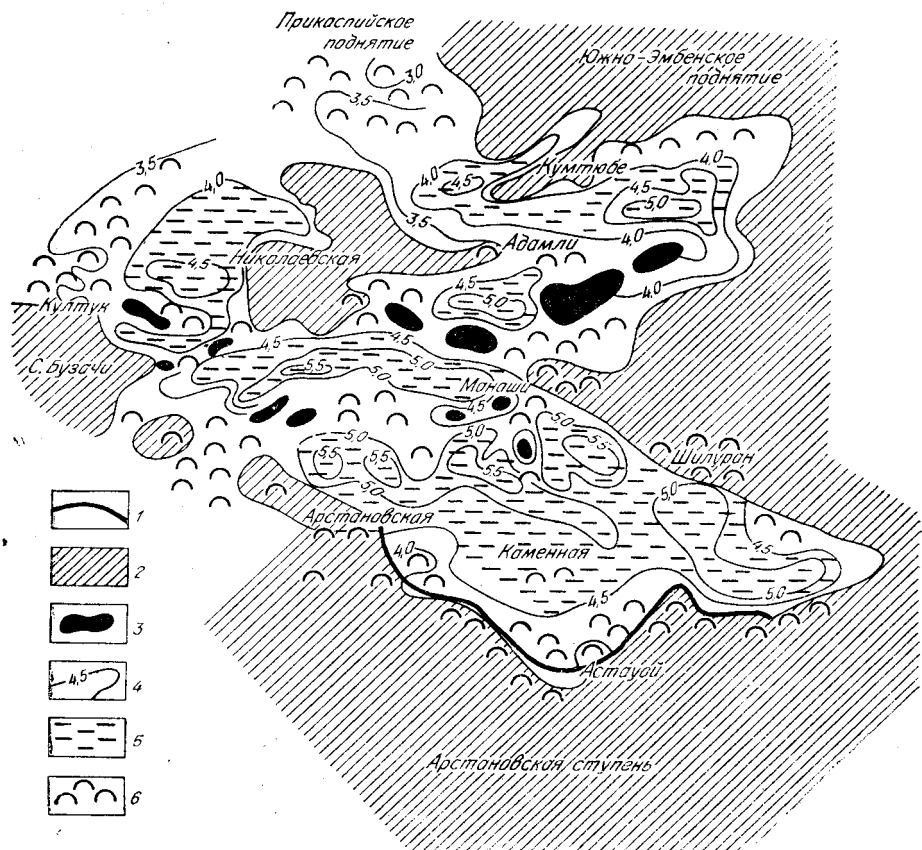


Рис. 32. Строение поверхности соленосного кунгура на Северо-Западном Устыурте и в прилегающих районах.

1 — региональные разрывные нарушения, 2 — области отсутствия или незначительных мощностей соленосного кунгура с развитием по окраинам соляных подушек, 3 — резкие раздувы мощности кунгура в результате галокинеза — соляные диапиры, 4 — линии равных глубин отражающего горизонта VI, 5 — компенсационные мульды, 6 — зоны развития соляных диапиров и криптодиапиров.

при введении редукций за рельеф глубинных границ осадочного чехла. На площади Тышканды по первому горизонту амплитуда антиклинали составляет 100 м, по третьему и IV горизонтам — соответственно 150 м и 250 м, при некоторой субмеридиональной вытянутости. По горизонтам в доюрских отложениях амплитуда увеличивается до 0,7 км, свод становится изометричным и оконтуривается кольцевым разломом. Локальный минимум Δg над сводом складки достигает интенсивности 0,7 мгл. Отражающие горизонты на временах 4,0—4,5 с (подсолевые границы П и П₂) располагаются полого, свидетельствуя о том, что структура не связана с выступом фундамента.

4. Указанные дислокации большинство исследователей объясняют развитием глиняного диапиризма, отвергая распространение соленосного кунгура за пределы Прикаспийской впадины. В связи с этим необходимо отметить следующее: а) проявление глиняного диапиризма не характерно для осадочного чехла платформ; б) на Туранской плите и по ее периферии не известны формации, с которыми можно связывать глиняный диапиризм; в) при последних обобщениях Ю. А. Во-

лож и В. П. Николенко (1981), отвергающие развитие кунгурской соли на Северном Устье, границу распространения сульфатно-галогенной толщи кунгура проводят к западу от меридиана Буранкуля, существенно южнее оси Южно-Эмбенского поднятия между структурами Гагаринской и Сазтубе и далее к заливу Комсомолец. Как известно, на Северном Устье от северных склонов Бейнеуского прогиба к его осевой части увеличивается мощность всех меловых, юрских, триасовых и нижележащих толщ. По какой же причине распространение

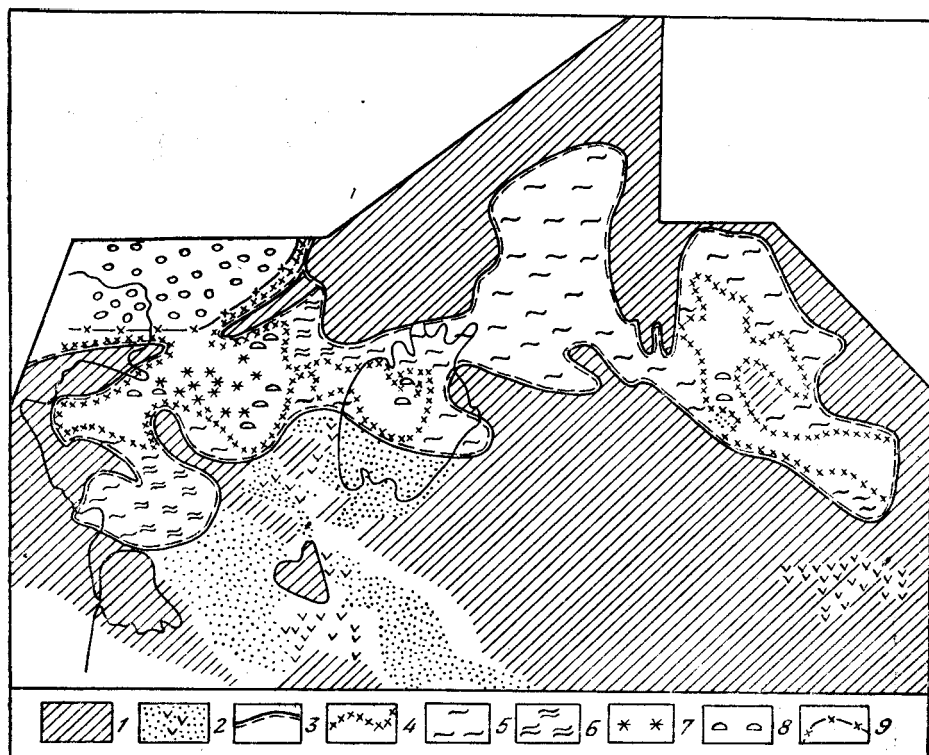


Рис. 33. Сейсмофациально-палеогеографическая схема кунгурско-верхнепермских толщ северных и центральных районов Туранской плиты.

1 — воздымающаяся и денудированная суша, 2 — области осадконакопления континентальных терригенных и вулканогенных толщ, частично денудированных позднее, 3 — контуры области развития морской лагуны седиментации, сменившейся в поздней перми на озерную и прибрежную, 4 — контуры кунгурских соленосных лагун, намеченные по сейсмическим данным, 5 — области вероятного развития мелководных временами денудированных фаций, 6 — фации подводных флювиальных систем, 7 — группы соляных диапиров, 8 — группы криптодиапировых структур, 9 — контур солянокупольного бассейна Прикаспийской впадины.

«сульфатно-галогенной толщи кунгура» Ю. А. Воложа и В. П. Николенко остановилось посредине склона Северо-Устьюртского прогиба? По нашему мнению, такой причины нет.

5. Развитие соленосного кунгура на Северном Устье с позиции палеогеографии вполне естественно, так как увязывает в единую систему соленакопления в перми на всем пространстве от Чу-Сарысуйской депрессии до Прикаспийской впадины (рис. 33).

Таким образом, присутствие кунгурских соленосных дислокаций на Северо-Западном Устье необходимо рассматривать как наиболее вероятную рабочую гипотезу.

Развитие кунгурского соленакопления на Туранской плите связано с регрессивной заключительной фазой позднепалеозойского геотектонического цикла. Сравнение составленных сейсмофациально-палеогеографических схем кунгурского, поздне триасового, позднеюрского и палеогенового этапов развития свидетельствует о том, что по крайней мере в северных районах Туранской плиты широтная зона преимуще-

ственных погружений оставалась относительно устойчивой, приуроченной к прогибам Каспийско-Аральской системы, которые могут рассматриваться как весьма благоприятные очаги генерации нефти и газа.

Таким образом, широкое использование данных ОГТ позволило существенно уточнить представление о разрезах ПСЭ Туранской плиты. Несмотря на то, что методический уровень сейсмических исследований требует дальнейшего совершенствования, полученные результаты говорят о том, что в Арало-Каспийском регионе, как и на северо-востоке и юге Туранской плиты, широко развиты слабо дислоцированные толщи ПСЭ. В составе этих толщ выделяются морские и континентальные отложения триаса, перми, карбона, намечены области вероятного девонского осадконакопления. Весьма важное значение имеет выделение здесь регионально развитой кунгурской соленосной толщи, которая, во-первых, маркирует зоны развития докунгурского некомпенсированного прогибания, во-вторых, может рассматриваться как региональный экран, контролирующий размещение залежей нефти и газа.

Тем самым, сейсмические данные ОГТ, их сейсмостратиграфическая интерпретация и материалы бурения показывают, что на Туранской плите доюрские толщи ПСЭ отнюдь не сложены красноцветным пермо-триасом, как считали ранее, а включают различные по полноте разрезы преимущественно морских, терригенных, карбонатных и хемогенных отложений триаса, перми, карбона и девона.

В настоящее время нефтегазоносность разрезов перми и девона убедительно подтверждена бурением в Чу-Сарысуйской впадине, а триасовых разрезов — на Южном Мангышлаке; полупромышленные притоки нефти получены из каменноугольных известняков Восточного Устюрта, тем самым подтверждена практическая важность исследования комплексов ПСЭ в разных районах Туранской плиты. Их дальнейшее изучение должно опираться на выявление закономерностей их осадконакопления и формирования геоструктуры. Вполне очевидно, что комплексы ПСЭ накапливались в районах, сопряженных с геосинклиналями Тянь-Шаня и Урала, где блоковая, складчатая и магматическая активизация существенно влияли на тектонический режим. Поэтому латеральная изменчивость разрезов, степени дислоцированности и уплотнения отложений ПСЭ весьма значительны. Изложенные выше данные показывают, что многие особенности выполнения осадочных бассейнов ПСЭ, их палеогеография и строение могут быть выяснены или намечены при исследовании материалов ОГТ. Это существенно повысит эффективность дальнейших поисков.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЮГО-ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ

В межгорных впадинах Средней Азии еще с дореволюционного времени ведутся поисковые работы, а также добыча нефти и газа. Самая изученная межгорная впадина СССР — Ферганская, в пределах которой объединения «Узбекнефть», «Таджикнефть» и «Киргизнефть» осуществляют нефтегазопосконое бурение и добычу, а геофизические организации трех республик, а также треста «Саратовнефтегеофизика» выполняют региональные исследования и подготовку объектов для глубокого поискового бурения.

Ферганская впадина длительное время рассматривалась как эталон межгорных впадин, по аналогии с которой исследовались межгорные впадины в более южных и более северных районах Средней Азии. Однако результаты геолого-геофизических исследований показали, что строение каждой впадины специфично и их развитие, особенно до неотектонического этапа, протекало своеобразно.

Степень изученности нефтегазопосковыми работами межгорных впадин Средней Азии неодинакова. Ферганская впадина принадлежит к старым нефтегазодобывающим районам. В Афгано-Таджикской впадине открыто несколько промышленных месторождений и быстрыми темпами наращиваются объемы геофизических исследований и глубокого бурения. В Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадинах выполнены значительные объемы глубокого бурения и геофизических исследований, в Нарынской впадине нефтегазопосковые работы имеют характер незавершенной рекогносцировки. Несколько впадин Северной Киргизии и Алайская в южной части этой республики остаются нефтегазопосковой целиной, здесь сейсмические исследования и глубокое бурение не проводились или начаты в 1984 г. Поэтому изучение перспектив нефтегазосности глубоких горизонтов в каждой из межгорных впадин Средней Азии имеет различное назначение.

Их изучение современными модификациями сейсмических исследований ОГТ только начинается. Это существенно затрудняет оценки строения глубоких горизонтов впадин и выделение здесь в сложных поверхностных и глубинных сейсмогеологических условиях достоверно закартированных нефтегазопосковых объектов.

ФЕРГАНСКАЯ ВПАДИНА

Ферганская — крупнейшая межгорная впадина Средней Азии (160×320 км) заключена между хребтами Среднего и Южного Тянь-Шаня. Плоский рельеф ее центральной части и сравнительно плавные, ступенеобразные воздымания к бортам, прорезаемые многочисленными реками, обусловили редкие сочетания сухого климата, воды и солнца.

Геологические исследования Ферганской впадины и ее обрамления начались еще в прошлом веке, когда Г. Д. Романовским, И. В. Мушкетовым и др. были намечены основные особенности стратиграфии и

тектоники региона. Большой вклад в современные представления о строении и нефтегазоносности впадины внесли А. М. Акрамходжаев, П. К. Азимов, Н. П. Васильковский, О. С. Вялов, И. П. Зубов, В. И. Попов, О. А. Рыжков, М. С. Сайдалиева, А. Р. Ходжаев и многие другие исследователи (4 и др.).

Геофизические исследования Ферганской впадины также имеют длительную историю. Выполнены большие объемы магнитометрических, гравиметрических, электрометрических работ, с 1947 г. здесь проводятся сейсмические работы. Основные результаты геофизических исследований, завершившихся съемками МОВ всей территории впадины, обобщены в коллективной монографии (32), а также в работах Б. Б. Таль-Вирского (88) и Ф. Н. Юдахина (104). Но в этих работах не отражены результаты последних съемок ОГТ, а также данные новых обобщений З. Д. Пшеничной, С. И. Мусаева, А. М. Газиева, П. Ю. Готфрида и др. (33, 62, 81).

В бортовых зонах Ферганской впадины обнажаются складчатые палеозойские комплексы, прорванные в ряде зон многочисленными интрузиями гранитоидов, а также слабодислоцированные толщи перми, триаса, юры, мела и палеогена. Вся центральная часть впадины заполнена мощной толщей (до 7 км и более) кайнозойских молласс.

Добыча нефти в регионе ведется уже более 75 лет. Основные залежи приурочены к палеогеновым отложениям, которые накапливались в ходе последней морской трансгрессии. На доступных глубинах (до 5 км) палеогеновые отложения залегают в бортовых зонах, которые к настоящему времени изучены довольно хорошо. Снижение добычи нефти в Ферганской долине, происходящее с 60-х годов, связано прежде всего с исчерпанием фонда антиклинальных структур. Между тем, потенциальные ресурсы впадины остаются высокими и здесь систематически выявляются новые месторождения, как в антиклиналях палеогена, так в нетрадиционных комплексах и в новых видах ловушек.

Поиски глубокозалегающих залежей в Ферганской впадине в последние годы ориентированы по нескольким направлениям: 1) выяснение нефтеносности кайнозойских молласс; 2) поиски антиклинальных структур в палеогеновых отложениях под молассаами; 3) выявление неантиклинальных ловушек в отложениях кайнозоя и подстилающих их мезозойских толщах в бортовых зонах впадины; 4) поиски антиклинальных структур в мезозойских отложениях за пределами зон развития продуктивных комплексов палеогена, главным образом, в восточных районах впадины; 5) оценка перспектив нефтегазоносности слабодислоцированных отложений позднего палеозоя, развитие которых установлено в северо-восточном обрамлении впадины и в южной бортовой зоне. Фундамент Ферганской впадины, как полагают, формируют сложнодислоцированные толщи палеозойских отложений, которые обнажаются в хребтах по южному, северо-западному и северному обрамлениям впадины (рис. 34, А).

Особенности строения фундамента Ферганской впадины продолжают оставаться объектом дискуссий. Результаты геофизических исследований, обобщенные Б. Б. Таль-Вирским и др. (32, 88), свидетельствуют о том, что фундамент впадины гетерогенный и представления о заложении впадины на месте докембрийского массива, доминирующие на ранних этапах ее изучения, не получили подтверждения. Вне пределов узких бортовых зон фундамент впадины не вскрыт бурением, и рельеф его поверхности определяется по данным геофизических исследований. В центральных районах впадины и в ее восточной части положение поверхности фундамента еще во многом не выяснено. В южном обрамлении впадины, в Туркестанском и Алайском хребтах Южного Тянь-Шаня фундамент представлен преимущественно метаморфизованными смятыми в складки отложениями силура — карбона, прорванными в Туркестанском хребте отдельными кислыми интрузиями. Фундамент здесь обнажается и в ядрах крупных антиклинальных

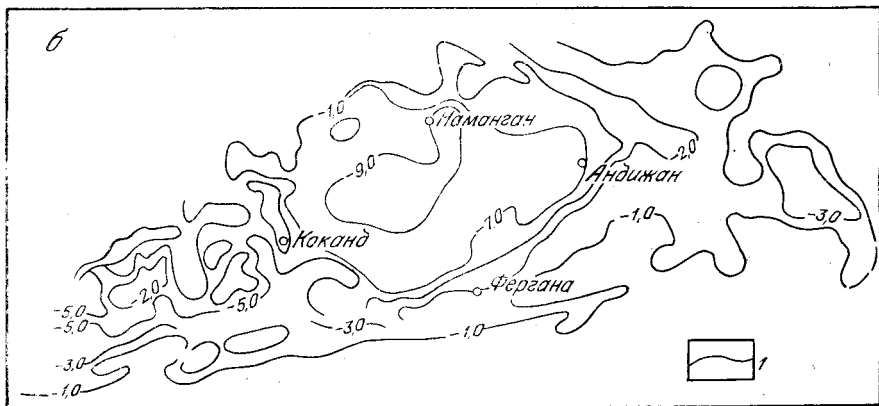
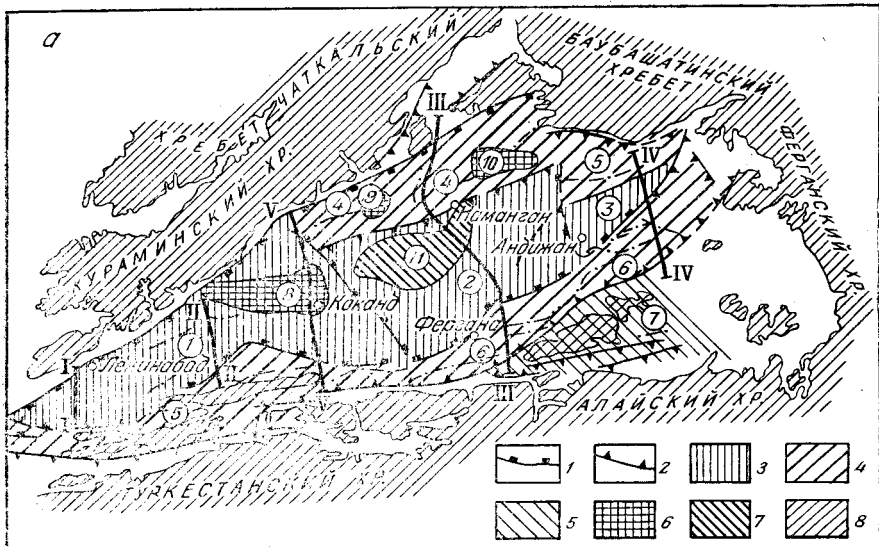


Рис. 34. Характеристика фундамента Ферганской впадины.

а—схема строения фундамента по результатам интерпретации магнитных и гравитационных аномалий, по (32), с изменениями: 1—зоны градиентов Δg и уступов магнитовмещающей поверхности, 2—зоны градиентов Δg , 3—области максимального погружения фундамента, 4—зоны ступенчатого погружения, 5—куршабская зона поднятий фундамента, 6—погребенные поднятия фундамента, 7—Дамкульский прогиб фундамента, 8—выходы домеловых отложений. Цифры в кружках: 1—Кокандский блок, 2—Центрально-Ферганский блок, 3—Восточно-Ферганский блок, 4—Чустпап-Наманганская ступень, 5—Майлисуйская ступень, 6—Южно-Ферганская ступень, 7—Кушрабский выступ, 8—Кокандское поднятие, 9—Чустское поднятие, 10—Наманганское поднятие, 11—Дамкульский прогиб, 6—схема глубин верхних кромок магнитовмещающих масс, по (32): 1—линии равных глубин верхних кромок, 2—схема тектоники Ферганской межгорной впадины, по В. В. Таль-Вирскому и др., 1—выходы на поверхность домезозойских образований, 2—южный борт, 3—центральный грабен, 4—северный борт, 5—границы барьерных гряд, 6—границы антиклинальных зон, поднятий, 7—оси прогибов, 8—разрывы, выраженные на поверхности домезозойского фундамента и в покрове, 9—флексурсы, 10—структуры третьего порядка, 11—антиклинальные складки, выраженные в палеогеновых и мезозойских отложениях, 12—оси бескорневых антиклинальных складок, выраженных только в кайнозойских молассах.

Окраинные структуры. Барьерные гряды: Карачатыр-Сурентюбинская, Намаздекая, Каратау-Гузанская, Боястанская. **Окраинные прогибы:** I—Узгенский; II—Тулукский; III—Джуса-Нанайский. **Структуры Ферганской мегасинклинали:** Южный борт. IX—Ачисайский выступ, X—Кургарский прогиб, XI—Аимский прогиб, XII—Карасуйский прогиб, XIII—Андижанская антиклинальная зона, XIV—Андижанская моноклинал, XV—Яккутская ступенчатая зона, XVII—Чимионская антиклинальная зона, XVIII—Канибадам-Риштанская ступенчатая зона, XIX—Тузлукская моноклинал. **Центральный грабен:** XX—Карадарьинский прогиб, XXI—Учкурганский прогиб, XXII—Дамкульский прогиб. XXIII—Шайданский прогиб, XXIV—Бешарыкский прогиб, XXV—Мингбулакское поднятие, XXVI—Караджидинское поднятие, XXVII—Кокандское поднятие, XXVIII—Акбельская антиклинальная зона, XXIX—Южный прибортовой склон. Северный борт: XXX—Майлисуйский выступ, XXXI—Карагундайский выступ, Чустпап-Наманганская ступень в составе: XXXII—Наманганского поднятия, XXXIII—Чустпапского поднятия, XXXIV—Алмасского прогиба, XXXV—Кассан-Пишкарского прогиба, XXXVI—Поласский выступ. **Важнейшие разломы и флексурно-разрывные зоны:** А—А—Чаткало-Атайнакский, Б—Б—Карасуйский, В—В—Северо-Ферганский, Г—Г—Самгарский, Д—Д—Акбель-Супетауский, Е—Е—Баубашатинский разломы; Ж—Ж—Карагундайская флексура; З—З—Присурдарьинская, И—И—Карабулакская флексурно-разрывная; Ю и Ю—Ферганская флексурно-разрывная зона: К—К—Тузлукский, Л—Л—Махрамский, М—М—Канибадамский, Н—Н—Шорсуйский, О—О—Варыкский, П—П—Сарыкурганский, Р—Р—Капчигайский разломы, С—С—Андижанская флексура, Т—Т—Южно-Ферганский разлом.

складок в зоне предгорий (хр. Катрантау, Тахтабуз, Карачатыр и др.). Для южного обрамления характерно участие в строении фундамента крупных и малых тел основных пород, четко картируемых магнитными аномалиями. Здесь надежно установлено общее ступенеобразное погружение поверхности фундамента к северу.

На северо-западе впадину ограничивает Кураминский хребет Среднего Тянь-Шаня, где развиты среднепалеозойские толщи, прорванные многочисленными интрузиями. Этот хребет сочленяется с Ферганской впадиной по крупному надвигу, амплитуда которого измеряется по меньшей мере километрами. Непосредственно у борта впадины фундамент глубоко погружен (до 6—8 км и более) и его положение оценивается ориентировочно. В северо-восточной части впадины он сочленяется с Чаткальским и Баубашатинским хребтами (последний входит в состав сооружений Южного Тянь-Шаня) по системе поперечных выступов и прогибов, оси которых погружаются к югу. Здесь картирование поверхности фундамента затруднено развитием позднепалеозойских слабодислоцированных толщ. По восточному обрамлению впадины размещается Ферганский хребет — уникальное сооружение в составе Тянь-Шаня. Этот хребет сложен исключительно юрскими темноцветными толщами мощностью не менее 3—4 км, подвергнутыми значительным дислокациям. Глубинное строение Ферганского хребта остается неизвестным, в ядрах антиклинальных структур его осевой части обнажаются только юрские отложения. Особенности сочленения Ферганского хребта и впадины изучены плохо, предполагается, что к меридиану Андижана юрские отложения в основном выклиниваются. Юрские отложения Ферганского хребта несомненно принадлежат Ферганской зоне палеопрогибаний, которая формировалась в позднем палеозое и раннем мезозое в восточной части впадины с охватом части площадей, занятых современным обрамлением. Вполне возможно, что в этот период единая зона прогибаний охватывала Восточную Фергану, Нарынскую впадину и Таримский массив. Западная Фергана в этот период принадлежала континентальной области преимущественных воздыманий, на значительной части которой (Кураминская зона) происходили активные магматические процессы.

В центральной части Ферганской впадины фундамент залегает на глубинах более 8 км. По последним данным (62), близ Намангана только поверхность палеогена характеризуется изогипсами от — 7,0 до — 7,7 км. Следовательно, фундамент здесь погружен существенно глубже. Если в восточной части впадины развиты позднепалеозойские и юрские отложения, то поверхность фундамента располагается здесь, очевидно, на значительно больших глубинах.

Картирование поверхности фундамента в Ферганской впадине осуществлялось в основном по результатам интерпретации магнитных аномалий. Глубины верхних кромок аномалиеобразующих масс использовались для оценки рельефа поверхности фундамента (рис. 34, Б), а районирование магнитного поля позволило Б. Б. Таль-Вирскому (88) высказать суждение о том, что фундамент Ферганы и его горное обрамление «принципиально не отличаются друг от друга: синхронны по возрасту завершающей складчатости, однородны по формациям, неразрывны по внутренней структуре. Ферганская межгорная впадина является наложенной структурой, сформированной на гетерогенном палеозойском основании» (стр. 218—219).

Действительно, особенности магнитных аномалий западной части Ферганской впадины и Кураминского хребта дают основание считать, что природа аномального поля к западу от г. Коканда во впадине и в Кураминском хребте во многом идентична. Однако указанные выводы с учетом отсутствия значительных магнитных аномалий на большей восточной половине Ферганской впадины и высказанных выше соображений о продолжении во впадину мезозойского (киммерийского)

Восточно-Ферганского прогиба не позволяют согласиться с указанным суждением Б. Б. Таль-Вирского.

По нашему мнению, формирование крупного надвига у подножья Кураминского хребта с амплитудой вертикальной компоненты перемещений более 5 км, развитие пояса гипербазитовых интрузий вдоль Южно-Ферганского шва свидетельствуют о своеобразии фундамента Ферганы и детерминированности формирования здесь крупной неотектонической отрицательной структуры на месте специфической тектонической единицы, ограниченной разломами, которая развивалась автономно в течение фанерозоя, в определенном сопряжении со смежными блоками.

Представления о наложенном характере неотектонических прогибаний Ферганы находятся в определенном соответствии с выводами о согласном поведении рельефа фундамента и поверхности М, сделанными ранее на основании двух первых профилей ГСЗ в этом районе (22, 23). Как показали последующие глубинные исследования, рельеф поверхности мантии в районе Ферганской впадины довольно сложный. Минимальные глубины мантии 40 км приурочены к южным предгорьям и району г. Ош. От оси этого выступа мантии наблюдается общее погружение ее поверхности до глубин 55—60 км под хребты Южного Тянь-Шаня, Чаткальско-Баубашатинский массив и до глубин 45—55 км — под Кураминский массив. Лишь в Западной Фергане выделяется зона согласного прогибания поверхностей фундамента и мантии.

Нам представляется, что строение фундамента и земной коры Ферганской впадины еще изучено недостаточно. Вместе с тем имеющаяся информация свидетельствует, что различия фундамента западной и восточной Ферганы обусловлены, прежде всего, преобладающей ролью основных пород в составе фундамента на востоке и развитием кислых магматитов в составе фундамента на западе. Поэтому фундамент Восточной Ферганы отличается пониженными тепловыми потоками, меньшей хрупкостью, и характеризовался тенденцией к преобладанию относительных прогибаний в позднем палеозое и юре, проложивших пути для мел-палеогеновых платформенных трансгрессий моря после инверсии киммерийского палеопргиба на месте Ферганского хребта. С этих позиций Ферганская впадина не может, по нашему мнению, рассматриваться как простая наложенная структура, ее современная структура предопределена предшествующей историей развития.

Разрезы триасовых и юрских отложений Ферганской впадины изучены только в отдельных локальных участках ее бортовых зон. Они сложены главным образом песчано-глинистыми отложениями с участием конгломератов и угленосных свит. В юрских толщах внешних бортов зон установлено несколько месторождений угля, а при нефтегазопроисловых работах в юрских отложениях внутренних бортовых зон выявлены залежи газа и нефти. В этих отложениях выделяются XXIII—XXIX промысловые горизонты, фиксируемые на отдельных площадях. Судя по дислоцированности юрских отложений в Восточной Фергане, на рубеже юры и мела в регионе произошли интенсивные тектонические движения. Поэтому юрско-позднепалеозойские толщи Ферганской впадины и обрамления ее восточной части следует рассматривать как специфический структурный этаж.

Меловые и палеогеновые отложения Ферганской впадины повсеместно принадлежат к платформенному покрову, они накапливались в спокойной тектонической обстановке шельфовых и приморских равнин. Эти отложения пройдены на полную мощность только в бортовых зонах впадины, однако сравнительно спокойный режим их формирования и относительная латеральная выдержанность позволяют полагать, что их общая характеристика оценивается вполне уверенно. Меловые отложения представлены песчано-глинистыми, грубозернистыми и

карбонатно-сульфатными пачками. Их мощность увеличивается с севера впадины, где варьирует от 200 до 400 м, к южным районам, где достигает 400—800 м.

Палеогеновые отложения, вскрытые более чем 1000 скважинами, представлены известняками, доломитами, мергелями, глинами с прослоями песчаников, алевролитов и гипсов. Их разрезы в бортовых зонах, особенно на севере и северо-востоке, существенно опесчанены. Мощность отложений палеогена возрастает к югу и достигает 700 м. С этим комплексом связаны основные залежи нефти. К меловым отложениям приурочены XI—XXII, а к палеогеновым — II—X промышленные горизонты.

Основная доля в осадочном выполнении Ферганской впадины принадлежит кайнозойским молассам. Их стратиграфическое расчленение из-за значительной латеральной изменчивости и отсутствия руководящей фауны связано с большими трудностями. Согласно схеме расчленения кайнозойских моласс В. И. Попова, они подразделяются на массагетскую (олигоцен-миоценовую), бактрийскую (верхний плиоцен — нижний плейстоцен) и киргизскую (плейстоцен) ритмотолщи (серии). Нижняя из них в Северо-Западной Фергане включает сероцветную эвапорито-терригенную толщу. Максимальные мощности соленосных отложений достигают 6 км. Восточнее г. Намангана они замещаются терригенными толщами мощностью до 4,5 км. Общий облик кайнозойских моласс характеризуется преобладанием грубозернистых пестро-, красно- и зеленоцветных терригенных образований явно континентального генезиса мощностью до 6,5 км.

В расчленении моласс и их стратификации некоторую роль сыграли геофизические исследования. Первые сейсмостратиграфические исследования по расчленению молассовых толщ Ферганы были выполнены в 1959 г. В. А. Паком на Таштепинском и Чустпапском разрезах Северной Ферганы, а также Э. Г. Мальцевой и Б. Б. Таль-Вирским на Риштанском разрезе Южной Ферганы. Характерно, что уже на этих ранних этапах исследований сейсмические комплексы выделялись на основе выявления несогласий в их подошве и кровле. Ф. Х. Зуннунов, И. И. Перельман и З. Д. Пшеничная (32) в 60-х годах по сейсмическим данным выделяли в молассовой толще Ферганской впадины южный, центральный и северный типы разрезов. Однако сейсмостратиграфические исследования того периода выполнялись по отдельным участкам и не охватывали всю впадину. Их результаты не привели к каким-либо значительным изменениям существовавших стратиграфических схем.

Важное обобщение сейсмических материалов по расчленению и картированию кайнозойских моласс по большей части территории Ферганской впадины было предпринято в конце 70-х годов З. Д. Пшеничной и В. И. Лук-Зильберманом.

Тектоническое районирование Ферганской впадины имеет длительную историю и выполнялось по различным системам признаков И. В. Мушкетовым, Н. П. Васильковским, О. С. Вяловым, О. А. Рыжковым, С. Н. Симаковым, А. Р. Ходжаевым, П. К. Азимовым. Результаты геофизических исследований использованы при разработке вариантов тектонического районирования Ю. Н. Годиным, А. И. Рыбным. Более поздние публикации Б. Б. Таль-Вирского с соавторами (88) и Ф. Н. Юдахина (104) содержат обобщение основных результатов изучения Ферганской впадины МОВ и КМПВ и комплексной интерпретации материалов магнито-, грави- и электротметрии (рис. 34). Однако отсутствие достоверной информации о рельефе поверхности фундамента на значительной части впадины, восточнее меридиана г. Коканда, существенно снижает достоверность предложенных схем, которые достаточно обоснованы лишь для характеристики кайнозойского комплекса (рис. 34, Д).

По кайнозойским отложениям в Ферганской впадине выделяется кайнозойская мегасинклиналь, окаймленная системой окраинных барь-

ерных гряд и окраинных прогибов. В пределах мегасинклинали обособляются Центральный грабен, Южный и Северный борт в качестве структур второго порядка. Менее крупные ступени, антиклинальные зоны, моноклинали, выступы и поднятия рассматриваются как структуры III порядка.

Южный борт ограничен на севере Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной, представленной чередующимися сериями разломов, с амплитудами до 2000 м с крутыми моноклиналями и флексурами, кулисообразно заходящих друг за друга и разделяющих борт на отдельные блоки, к которым приурочены локальные складки. В пределах Южного борта выделяются (с запада на восток): Тузлукская моноклираль, Канибадам-Риштанская ступенчатая зона, Чимионская и Кызыларчинская антиклинальные зоны, Яккатутская структурная зона, Андижанская антиклинальная зона, Андижанская моноклираль и Ачисайский выступ.

Северный борт ограничен на севере Северо-Ферганским и Баубашатинским разломами, на юге — Самагарским разломом, Присырдарьинской и Карабулакской флексурно-разрывными зонами. К структурам Северного борта относятся Майлисуйский, Карагундаиский выступы и Чустпап-Наманганская ступень, в пределах которой выделяются Чустпапское и Наманганское поднятия, Алмасский и Касан-Пишкаранский прогибы.

Центральный грабен представляет собой наиболее глубоководную зону впадин. От бортов грабен отделен разломами и флексурами. На востоке, в среднем течении р. Карадарьи, грабен имеет ширину 15 км. В западном направлении он начинает расширяться, строение его усложняется. Появляются системы протяженных прогибов (Карадарьинский, Учкурганский, Дамкульский, Шайданский, Бешарыкский), между которыми отмечены Караджидинское, Мингбулакское и Кокандское поднятие. Южную периферийную часть грабена занимает южный прибортовой склон. В его пределах выделено значительное число антиклиналей, тяготеющих к разрывным нарушениям и флексурам.

При изучении строения нефтегазоперспективных комплексов Ферганской впадины эффективно применялась электроразведка и сейсморазведка. Геоэлектрический разрез в достаточной степени дифференцирован. На фоне преобладающих песчано-глинистых низкоомных отложений мезо-кайнозоя выделяются высокоомные комплексы, сложенные конгломератово-галечниковыми образованиями, гидрохимическими фациями и карбонатами. В ряде случаев эти комплексы, обладая относительно высокими значениями электрического сопротивления, экранируют надлежащие слои и проявляются в качестве опорного электрического горизонта (32). В зависимости от геоэлектрических условий для различных участков Ферганской впадины опорный электрический горизонт высокого сопротивления имеет различную стратиграфическую приуроченность. В северо-западной части Ферганской впадины он связан с соленосно-гипсоносной толщей отложений неогена, в северо-восточной — со среднепалеогеновыми отложениями, т. е. в Ферганской межгорной впадине отсутствует единый геоэлектрический горизонт, который может быть принят регионально за опорный.

Кайнозойские молассы отличаются большой латеральной изменчивостью электросопротивлений. Установлена четкая тенденция к их повышению с увеличением грубозернистости. По данным параметрических измерений и результатам электрокаротажа установлено, что КС глин и алевроитов составляют 3—10 ом, паттумов и алевроитов — 15—20 ом, песчаников — 25 ом, гравелитов — 35—50 ом, конгломератов гравийных — 80—100 ом, грубых конгломератов — 110—250 ом. По этим величинам удается достаточно надежно выделить зоны развития конгломератов и глин в различных толщах кайнозойских моласс.

По данным сейсмокаротажа намечено несколько упрощенных типов вертикальных скоростных разрезов (рис. 35).

Первый тип. Характерно плавное изменение средних и пластовых скоростей с глубиной. Эти разрезы наиболее распространены в Фергане, они приурочены к районам отсутствия и малой мощности грубообломочных отложений. Сюда отнесены разрезы Ванновской, Центрально-Ферганской, Майлисуйской, Аксарайской, Ходжиабадской, Избаскентской, Ченгырташской, Наманганской и Учкурганской скважин.

Второй тип. Характерны высокие значения средних и пластовых скоростей в верхней части разреза. С увеличением глубины скорости начинают уменьшаться, так как крупнообломочные отложения, характеризующиеся высокими пластовыми скоростями, сменяются песчано-глинистыми породами. Разрезы этого типа приурочены к площадям, где крупнообломочные отложения достигают большой мощности (скважины Исковатская, Капчагайская, Сев. Сохская, Аувальская, Яккатутская).

Третий тип. Плавное нарастание скоростей с глубиной, но, вследствие присутствия в разрезе прослоев конгломератов, специфичны высокие начальные скорости — порядка 3 км/сек. Таков разрез скважины в районе г. Ферганы.

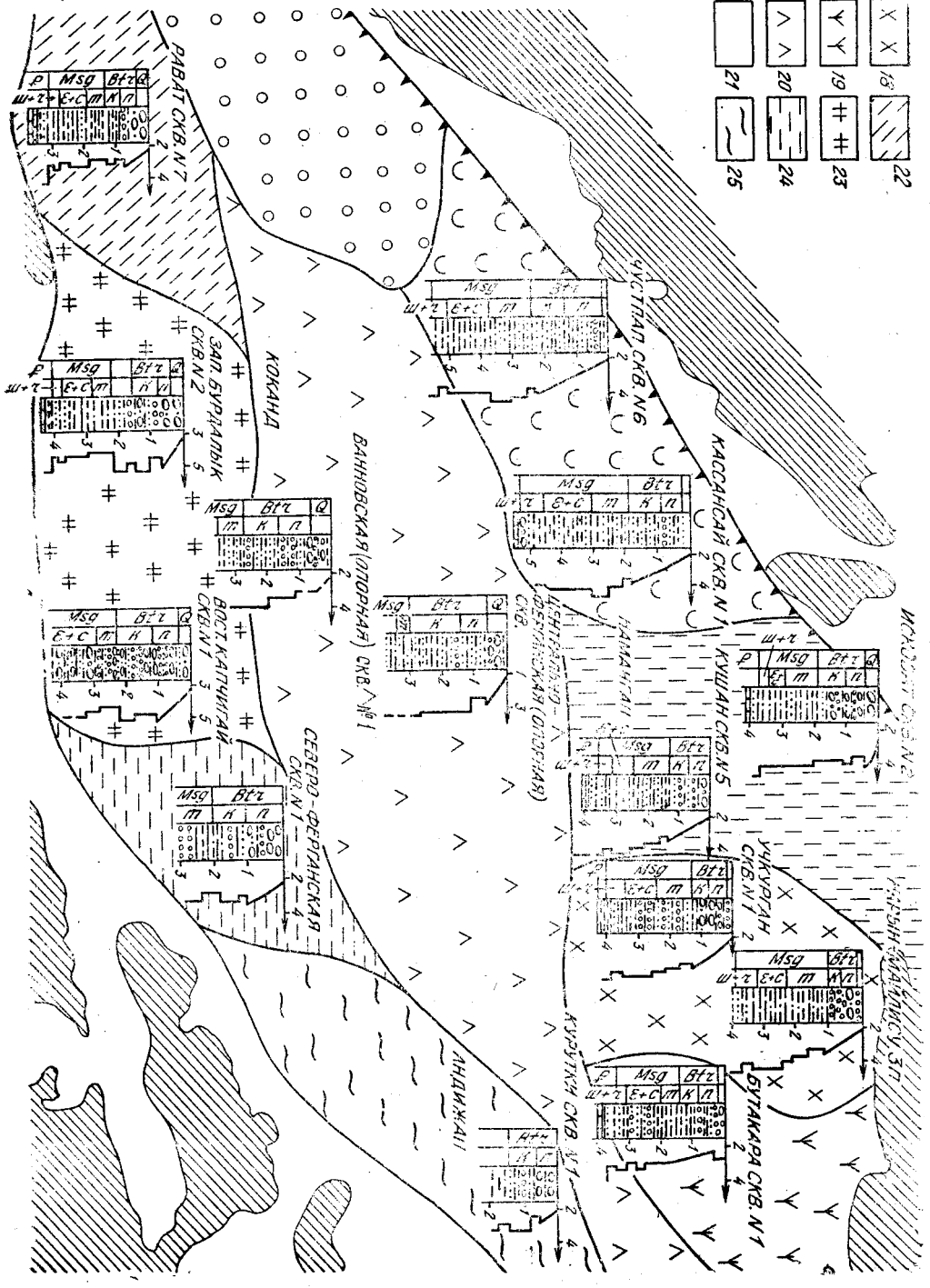
Четвертый тип. Отличается присутствием в разрезе двух высоко-скоростных толщ — гипсоносной и соленосной. В первой (мощностью до 1500—1650 м) скорость плавно возрастает с глубиной до 3,0—3,6 км/с. Далее она мало меняется, а с глубины 2100 м начинает вновь увеличиваться, что соответствует верхам соленосной свиты. Этот разрез специфичен для Северо-Западной Ферганы.

Латеральные изменения скорости в кайнозойских отложениях весьма значительны. В целом характерно нарастание среднепластовых скоростей неогена в западной части Ферганской впадины от центра впадины к бортам. Скорости максимальны в зонах резкого увеличения мощности грубозернистых толщ. Наиболее резко скорости изменяются в зонах выклинивания и сочленения отдельных конусов выноса, а также на северо-западе впадины, где отмечается частая смена литолого-стратиграфических комплексов и наличие соляной тектоники. Максимальные значения скорости наблюдаются на Западном Супетау (4,4—4,8 км/с) и на Аувальской площади (4,3 км/с), минимальные (2,6—2,7 м/с) — на юго-востоке впадины. Поле скоростей юга впадины делится на две части — восточную и западную. На юго-западе области максимальные значения скоростей соответствуют конусам выноса рек Исфары, Соха, Шахимардана, Исфайрама. Значение скоростей увеличивается с запада на восток от 3,6 до 4,2—4,3 км/с. Самым восточным является максимум конуса выноса р. Исфайрам. Далее к востоку поле скоростей имеет плавный характер, значения их практически не меняются (4,0—4,1 км/с). Восточнее Западного Палванташа крупнообломочные отложения почти целиком выклиниваются. Севернее, по направлению к центру впадины, скорости возрастают, достигая 3,5—3,8 км/с. В центральной части впадины поле скоростей также сравнительно плавное. Оно осложняется максимумами, приуроченными к конусам выноса рек Соха, Нарына, Карадарьи, Сырдарьи. Величины скоростей увеличиваются с запада на восток. Самый западный — Махрам-

Рис. 35. Сейсмогеологическая характеристика кайнозойских отложений, по З. Д. Пшеничной.

Типы реальных сейсмических моделей по данным исследований в скважинах: 1 — конгломераты гравийные, 2 — гравелиты, 3 — гравелиты песчаные, 4 — песчаники, 5 — алевролиты песчаные, 6 — патумы песчано-алевролитовые, 7 — алевролиты, 8 — алевропелиты, 9 — глины (пелиты), 10 — известняки, 11 — график пластовых скоростей, 12 — выходы палеозойских отложений на поверхность. Типы сейсмических моделей: 13 — Северо-Западный, 14 — Северный, 15 — Чустпап-Кассансайский подтип, 16 — Наманганский подтип, 17 — Северо-Восточный тип, 18 — Учкурганский подтип, 19 — Бутакаринский подтип, 20 — Центральный тип, 21 — Южный тип, 22 — Рават-Ачисуйский подтип, 23 — Капчагайский подтип, 24 — Ферганский (переходный) подтип, 25 — Андижанский подтип.

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25



ский минимум, где значения скорости изменяются от 3,3 до 3,5 км/с. Восточнее, в зонах конусов выноса Нарына и Карадарьи, отмечаются два максимума скоростей — Нарынский и Карадарьинский (разделенные Избаскентским минимумом) со значениями 3,8 км/с. На севере впадины, где площади распространения крупнообломочных отложений ограничены узкой полосой вдоль горного обрамления, скорости возрастают с востока (3,3 км/с) на запад (до 3,8 км/с). На Западном Супетау отмечаются значительные градиенты, на расстоянии 3 км скорости изменяются от 4,0 до 4,8 км/с. На всех складках зоны распространения соляной тектоники скорости велики (4,2—4,5 км/с), что обусловлено соляными ядрами (Кызыл-Джарская, Ак-Бельская и Ак-Чопская антиклинали).

До недавнего времени в сейсмогеологическом разрезе Ферганской впадины на всей исследованной МОВ территории выделялся один опорный отражающий горизонт — Т, приуроченный к известнякам туркестанских слоев палеогена (32). На больших временах с запаздыванием на 0,15—0,35 с в северных районах впадины выделялся горизонт Т', обусловленный верхнемеловыми известняками. В отложениях неогена на ряде участков прослежены отражающие горизонты, которые получили индексацию Т₀ (время регистрации 0,8—1,6 с, частота 31—35 Гц), Т₁ (время регистрации 1,5—2,0 с, частота 35—42 Гц), Т₂ (время регистрации 1,9—2,4 с, частота 31—36 Гц). Наиболее вероятная приуроченность горизонта Т₁ — низы неогеновых отложений. До середины 70-х годов сейсморазведка МОВ в Ферганской впадине выполнялась с целью поисков и детального изучения складок в регионально нефтеносных палеогеновых отложениях, картируемых по поведению сейсмического репера. Вся методика сейсмических исследований направлена на непрерывное его прослеживание и поэтому не всегда обеспечивала трассирование горизонтов в неогене.

Как показал анализ временных разрезов, выше горизонта Т отмечается неравномерное распределение в надпалеогеновой толще осей синфазности. Часто наблюдается приуроченность основной массы отражений к верхней части разрезов, отражения здесь более интенсивны. В нижней части временного интервала, соответствующего неогену, отражений значительно меньше, меньше и их амплитудная выразительность. Это объясняется резким различием литологического состава верхней и нижней частей разрезов кайнозойских моласс. Верхняя часть представлена преимущественно грубозернистыми породами, нижняя — более тонкими породами, слабо дифференцированными по плотности и скоростным параметрам.

Анализ материалов МОВ в совокупности с новыми данными ОГТ позволил З. Д. Пшеничной выделить на большей части территории впадины сейсмические реперы в неогеновой толще и выполнить районирование Ферганской впадины по типам реальных сейсмических моделей (рис. 35, Б).

Сопоставление синтетических вертикальных сейсмических профилей (рис. 36) с позиционными наблюдениями показало, что времена регистрации опорных волн (Т₀, Т₁, Т₂) в неогеновых отложениях на сейсмограммах позиционных наблюдений и синтетических вертикальных профилях практически совпадают. Отражения Т₀, Т₁ и Т₂, выделенные на сейсмограммах, соответствуют отражениям на синтетических вертикальных профилях с коэффициентами 0,05—0,14 и отнесены к подошвам полизакской, каранакской и сурхобской свит. Поэтому они индексируются часто Т_п, Т_к, Т_с. Отражающие горизонты, выделенные в толще моласс, приурочены к подошвам ритмосвит, представленных сравнительно грубыми отложениями (конгломераты, галечники, песчаники и др.). Регионально выдержано по площади отражение Т_к. Соответствующий ему горизонт стратиграфически отнесен к подошве верхнебактрийских отложений.

Структурные построения по сейсмическим горизонтам в отложе-

ниях палеогена и неогена подтвердили общее соответствие их структурных планов. Поэтому несмотря на существенное изменение тектонического режима на рубеже неогена и палеогена, нет достаточных оснований относить эти отложения к различным структурным этапам в целом по Ферганской впадине. Вместе с тем на многих локальных складках установлено закономерное смещение антиклиналей в отложениях неогена относительно сводов по отложениям палеогена на расстояние до одного километра по направлению возрастания мощности моласс к центру Ферганской впадины. Такие смещения наиболее типичны для Северного борта и южной части Центрального грабена. В осевой части грабена смещения не установлены.

Явления структурной дисгармонии со смещением сводов до 3 км и формирование навешенных бескорневых складок в отложениях нео-

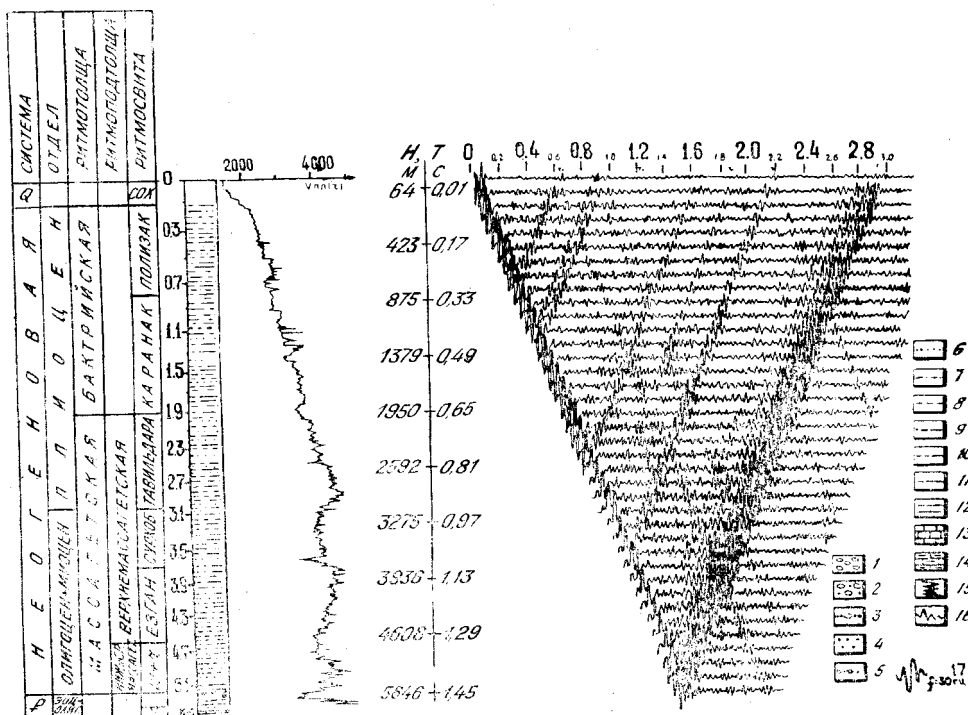


Рис. 36. Пример синтетического вертикального профиля скв. 1 — Кассансай.

1 — конгломераты, 2 — конгломераты гравийные, 3 — гравелиты галечные, 4 — гравелиты, 5 — гравелиты песчаные, 6 — песчаники, 7 — алевролиты песчаные, 8 — алевролиты, 9 — наттум песчано-алевролитовый, 10 — палеоалевролиты 11 — алевролиты, 12 — глины (пелиты), 13 — известняки, 14 — глинистые известняки, 15 — графики пластовых скоростей, 16 — коэффициент отражений, 17 — форма исходного сигнала.

гена над моноклиналями палеогена отмечено достоверно на Атамтайской, Капчагайской, Кувинской и других складках (рис. 37). Эти явления, по-видимому, более широко распространены в области развития неогеновых эвапоритов, где установлены отдельные соляные диапиры. В северной части Ферганской впадины часто отмечается повышение углов наклона вверх по разрезу в отложениях неогена, что, возможно, обусловлено явлениями галогенеза, хотя обычно объясняется повышением интенсивности тектонических деформаций в течение неогенового и четвертичного времени. Для южных районов впадины характерно постепенное медленное увеличение углов наклона вниз по разрезу.

Рассматривая полученные результаты работ МОВ и ОГТ 60—70-х годов с позиции сейсмостратиграфии, необходимо отметить, что использованные материалы обладают слабой разрешенностью. В част-

ности, в подавляющем большинстве случаев ансамбли слабых отражений не были выделены и динамический анализ отраженных волн не производился. Поэтому расшифровка и разделение седиментационных и тектонических компонент наклона отражающих границ, как и картирование поверхностей несогласия, не были проведены. Вполне очевидно, что исследования слабых отражений существенно уточняют современные представления о стратиграфии и дислокациях кайнозойских отложений Ферганы.

На рубеже 70-х и 80-х годов в Ферганской впадине были начаты исследования ОГТ с использованием приемов глубокой обработки. Полученные результаты носят принципиальный характер, но остаются

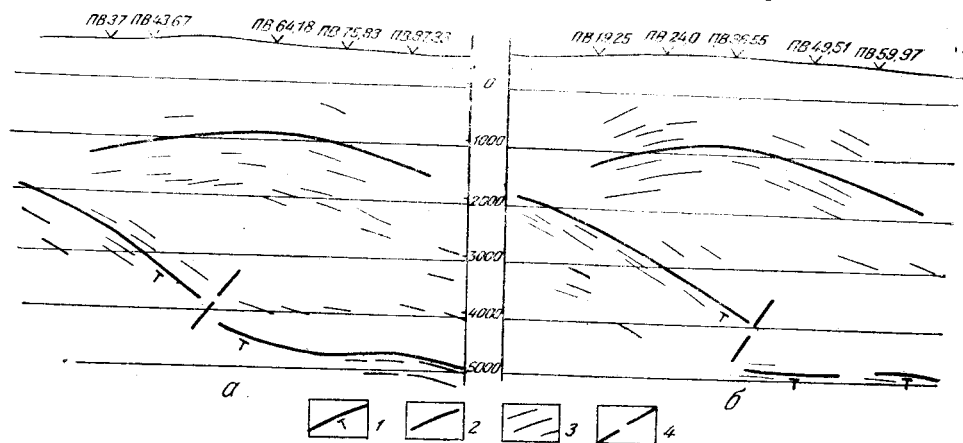


Рис. 37. Сейсмические разрезы, иллюстрирующие несоответствие структурных планов палеогеновых и неогеновых отложений Капчгайской складки.

а — профиль 927, б — профиль 928. 1 — опорный отражающий горизонт Т, 2 — отражающий горизонт в подошве ползакской свиты неогена, 3 — отражающие площадки, 4 — вероятные дизъюнктивные нарушения.

еще фрагментарными. К настоящему времени через Ферганскую впадину выполнено только пять региональных пересечений ОГТ, два из которых размещаются в узкой западной части впадины, одно (III—III) пересекает ее в самой широкой, центральной части, и один профиль располагается в восточной окраинной зоне (рис. 34, а).

По меридиональной линии, пересекающей Ферганскую впадину с севера на юг (профиль III—III по линии Куvasай — Гумхана — Мингбулак — Исковат), ПГО «Узбекгеофизика» проведено профилирование ОГТ с использованием 12-кратных перекрытий, невзрывных источников и обработкой на ЭВМ «Сайбер» (рис. 38). На временных разрезах выделено пять отражающих горизонтов, опорные горизонты, индексированные P_2 и P_1 , отражающие горизонты N_2 , N_1 и K_2 , которые погружаются от бортов впадины к ее центральной части. Интервалы времен регистрации названных сейсмических реперов, по оценкам Р. З. Ченборисовой и др., приведены ниже.

| Отражающий горизонт | Интервал времени регистрации, с | | |
|---------------------|---------------------------------|--------------------|---------------|
| | южный борт | центральный грабен | северный борт |
| N_2 | 0,5—0,9 | 1,0—1,5 | 0,6—1,3 |
| N_1 | 1,3—1,7 | 1,6—2,4 | 1,5 |
| P_2 | 0,5—3,4 | 3,3—3,9 | 2,3—2,8 |
| P_1 | 0,8—2,6 | 3,4—4,1 | |
| K_2 | 1,0—1,4 | 4,0—4,2 | |

Указанные времена регистрации отвечают глубинам залегания горизонта N_1 от 500 до 3000 м, горизонта P_2 от 400 м до 7200 м, горизонта P_1 от 500 до 7400 м.

Легко видеть, что в сечении профилем III—III глубинность освещения разреза по сравнению с более ранними данными МОВ повысилась незначительно, что, возможно, объясняется малой мощностью источников возбуждения колебаний. Ранее прослеживался главным образом горизонт P_2 . В центральной части впадины осадочные толщи, согласные с ним, регистрируются от 0,3 с (600—700 м) и глубже. Стратиграфическая привязка сейсмических реперов выполнена по данным ряда параметрических и глубоких разведочных скважин. Несмотря на проведение деконволюции, отражающие реперы на итоговом временном разрезе отличаются многофазной записью (до 10 фаз и более). Их

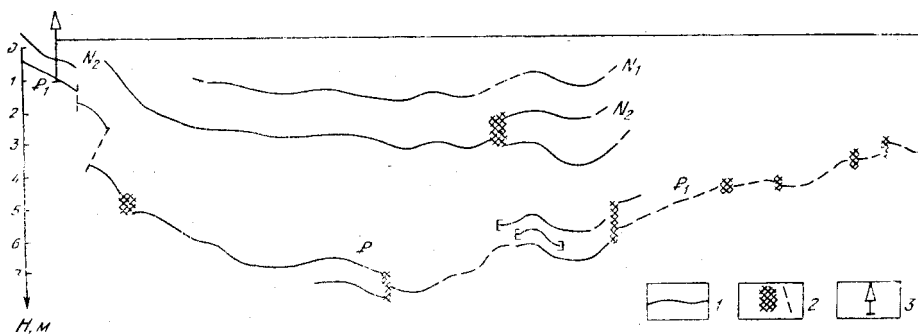


Рис. 38. Сейсмологический разрез по профилю II—II, по данным Р. З. Ченбрисовой и др.

1 — отражающие границы, 2 — разломы, 3 — пробуренные скважины.

стратиграфическая приуроченность оценена соответственно как бактрийско-сохские, массагетские отложения, пласт VII алайских отложений. На профиле III—III отобразились все основные структурные элементы, которые ранее выделены на структурной карте по горизонту Т (P_2). Как показывает сравнение временного разреза по профилю III—III с временным разрезом 12-кратного ОГТ со взрывными источниками возбуждения, полученным при обработке на ЭВМ «Сайбер» по простому графу на профиле 28 (рис. 39), качество и разрешенность сейсмической записи при взрывном возбуждении более высокие. На временном разрезе по ПР 28 более четко прослежен меловой сейсмический репер на времени 2,95—3,1 с и отчетливо видны согласные отражения до 3,5 с. На интервале 3,5—4,3 с регистрируются отражающие границы от более глубокого структурного этажа (Т— P_2 ?). На профилях ОГТ (III—III и 28) отчетливо видны пликативные дислокации в палеогеновых и мезозойских отложениях центральной части впадины.

На региональных профилях I—I и II—II в западной части Ферганской впадины (8), связывающих северный и южный борта, четко картируется согласное залегание неогеновых и палеогеновых сейсмических реперов. В этих сечениях впадина отчетливо асимметрична, причем наибольшие погружения приурочены к северной прибортовой зоне. В центральной части впадины выявлена в неогеновых и палеогеновых отложениях крупная Махрамская антиклиналь.

В восточной части Ферганской впадины выполнен региональный сейсмический профиль 24-кратного ОГТ, пересекающий всю впадину от северного борта до южного (IV—IV на рис. 34, а). По этому профилю по результатам предварительной обработки прослежено 3—6 протяженных согласных сейсмических реперов в неогеновых и палеогеновых отложениях. В сечении профилем Ферганская впадина имеет вид плоскодонного прогиба с крутым южным и сравнительно пологим северным бортом. Опорный отражающий горизонт в палеогеновых отложениях располагается в днище впадины на времени 3,0—3,2 с, что отвечает глубинам 6,0—6,5 км. Глубже этого горизонта на време-

ни 3,9 с (конец записи 4 с) прослежен еще один отражающий репер. Следовательно, в восточной части впадины глубина залегания фундамента превышает 8,5 км (как изображено на многих картах).

Таким образом, результаты региональных исследований ОГТ показали, что вне области развития неогенового соляного диапиризма повсеместно наблюдаются однотипные и согласные дислокации неогеновых, палеогеновых и меловых пород. Это свидетельствует, что Ферганская впадина развивалась по ранее заложеному структурному плану при значительном усилении контрастности движений. Устойчивое сохранение зон преимущественных погружений обеспечило благоприятную обстановку для накопления РОВ и генерации УГВ после первых этапов неогенового погружения и осадконакопления, поэтому все ловуш-

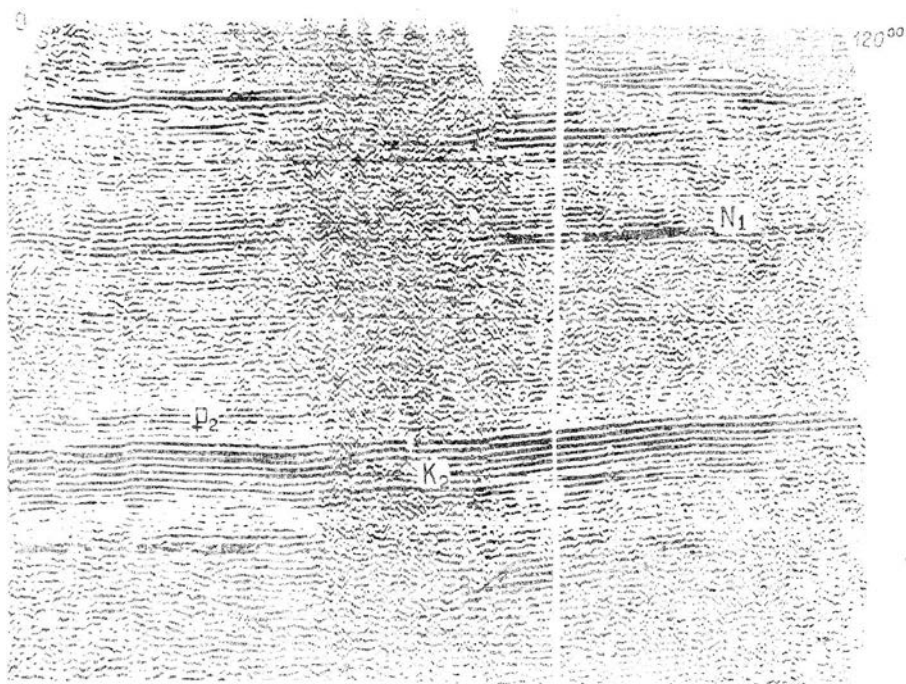


Рис. 39. Временной разрез 12-кратного ОГТ по профилю 28 Ферганской геофизической экспедиции в центральной части Ферганской впадины, обработанный на ЭВМ «Сайбер» с использованием простого графа, без процедур деконволюции и миграции.

ки, расположенные на путях миграции, характеризуются оптимальной позицией для формирования месторождений нефти и газа. В западной части впадины такую оптимальную позицию имеют только ловушки, размещаемые по региональному восстанию, т. е. к югу от осевой части северного прибортового прогиба.

Значительные объемы ОГТ с 12—24-кратным перекрытием и обработкой по комплексу программ СЦС—3 выполнены в восточной части Ферганской впадины трестом «Саратовнефтегеофизика» в конце 70-х начале 80-х годов. Отметим наиболее примечательные результаты этих исследований.

1. На Избаскентском и Учкурганском участках закартировано четкое отражение из меловых (мезозойских) отложений, приуроченное к горизонту, залегающему глубже палеогена на 0,6—1,0 км. Еще глубже на Учкурганском участке закартированы отражения от юрско-палеозойских отражающих пологозалегающих границ. На Учкурганском участке по отражениям мезозоя подготовлена под глубокое бурение Северо-Кызылджарская структура, свод которой оконтурен изогипсой — 3600 м. Амплитуда ее 50 м, размеры 0,7×3,1 км, площадь 2,5 км². Этой антиклинали по отложениям палеогена отвечает струк-

турный нос. В районе свода структуры установлено выклинивание более глубоких (юрско-триас-палеозойских) отложений (рис. 40). Аналогичное волновое поле закартировано на Пишкаранском участке.

2. На Учкурганском участке по отложениям мезозоя и палеозоя подготовлено под глубокое бурение Кызылджарское поднятие. Оно оконтурено изогипсами — 4000 м — 4100 м, имеет размеры $2 \times 2,5$ км, площадь 3,6 км², амплитуду 160—360 м. По верхнемезозойским и палеогеновым отложениям поднятию отвечает моноκлиналь.

3. По ряду разрозненных профилей установлено спокойное залегание и слабая дислоцированность мезозойских и верхней части палеозойских отложений в Куршаб-Узгенском прогибе.

В целом новые результаты ОГТ существенно расширили наши представления об особенностях устройства допалеогенового разреза

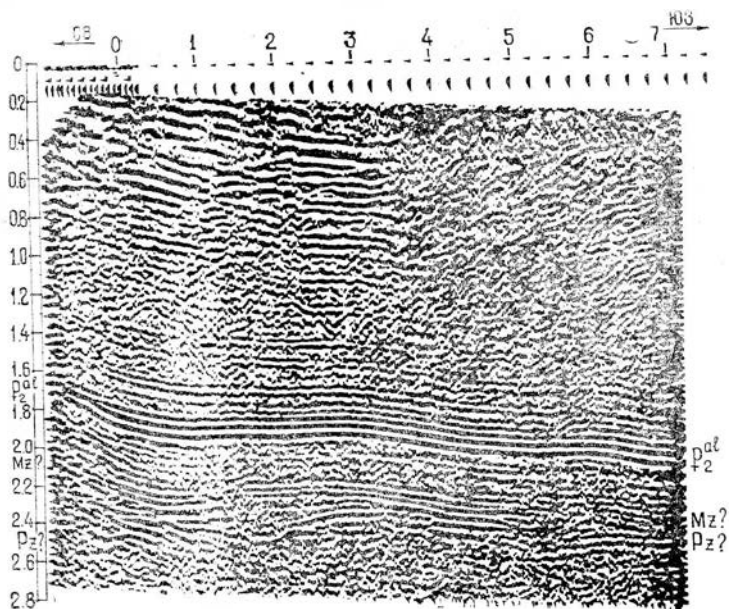


Рис. 40. Временной разрез по профилю 10—80—53 на Учкурганском участке. Видно согласное залегание палеоген-мезозойской (меловой) толщи, перекрывающей эрозионную поверхность юрско-палеозойского комплекса.

Ферганской впадины. Вполне очевидно, что неогеновые, палеогеновые и докайнозойские отложения впадины на больших глубинах содержат многочисленные ловушки нефти и газа, выявление и картирование которых требует повышения уровня полевых сейсмических исследований и усовершенствования приемов обработки их материалов.

Рассмотрим современные проблемы поисков залежей нефти и газа в глубоких горизонтах Ферганской впадины по указанным выше направлениям.

1. Выяснение нефтеносности кайнозойских моласс — весьма актуальная задача. Новые возможности ОГТ позволяют ныне картировать структуры по отражающим горизонтам неогена. По данным исследований А. М. Газиева (33), в разрезе неогеновых отложений выявлено 12 продуктивных горизонтов, залежи промышленного значения установлены на 10 месторождениях, а промышленные притоки отмечены более чем на 20 площадях, которые расположены по всей территории впадины. Среди залежей преобладают эпигенетические, но в ряде случаев сингенетичность нефти очевидна. Содержание РОВ в глинах неогена закономерно увеличивается от бортов к центральной и северо-западной частям впадины, где нижняя часть разреза неогена сложена тонкосло-

истыми буровато-красными, серыми и зеленоватыми глинами, отлагавшимися в солоноватоводном бассейне. Специальное бурение на неоген не проводилось, а в западной части впадины неогеновые отложения в глубоких скважинах не опробовались.

Изложенное свидетельствует, что опоскование антиклинальных структур в кайнозойских молассах — новое и весьма перспективное направление. При внедрении ОГТ структуры необходимо картировать непосредственно по неогеновым горизонтам.

Вместе с тем новые возможности сейсмостратиграфического анализа позволяют более широко взглянуть на проблему нефтеносности неогена. Во-первых, целесообразно создание каркасной сети опорных профилей ОГТ, которая позволит разработать стратиграфическую схему неогена, опирающуюся на данные сейсморазведки, с выделением секций разрезов и участков, где осадконакопление происходило по схемам компенсированного, недокомпенсированного (подсолевые) и перекомпенсированного (грубозернистые молассы и другие фации) прогибания. Во-вторых, сейсморазведка ОГТ призвана протрассировать соленосную неогеновую толщу и выявить направления воздымания этой региональной покрывки.

По данным ОГТ представляется возможным оценить нефтегазосборные площади и размеры антиклинальных ловушек, а также их соотношения с зонами наиболее вероятной генерации. Приближенные подсчеты показывают, что в пределах площади нефтегазоперспективных по неогеновым отложениям Ферганской впадины (порядка 35 тыс. км²) можно рассчитывать на выявление более 100 антиклиналей суммарной площадью не менее 2—3 тыс. км². Значительное количество этих антиклиналей еще не подготовлено к глубокому бурению, поэтому их выявление и исследование — одна из наиболее актуальных задач.

2. Поиски антиклинальных структур в палеогеновых отложениях под молассами традиционны. Эти структуры в бортовых частях впадины в основном выявлены и новые возможности открываются в этом направлении при глубинах бурения до 5 км только в западной части впадины, где имеются значительные резервы для поисков (62). При уровне глубин бурения до 7 км достаточно крупные антиклинали в отложениях палеогена могут быть опоскованы в центральных районах впадины. Судя по результатам региональных работ к востоку от меридиана г. Андижана, в центральной прогибе не отмечены значительные антиклинали. Однако поисковые работы ОГТ с охватом центральных районов Ферганы для выявления крупных структур (с расстоянием между профилями 5 км) представляются весьма целесообразными.

3. Выявление неантиклинальных ловушек (НАЛ) в отложениях кайнозоя и мезозоя в бортовых зонах впадины представляется сложной задачей, которая в ближайшие годы должна решаться в опытно-методическом порядке. Несомненно, что условия региона благоприятны для формирования месторождений в НАЛ. Однако методика их выявления еще не разработана. Основные направления поисков значительных месторождений в НАЛ намечены и апробируются на опытно-методическом полигоне в Северо-Восточной Фергане, где на площадях, характеризующих высокой степенью изученности, исследуются возможности поисков залежей в палеогеновых, меловых, юрских и пермо-триасовых отложениях с литологическими, стратиграфическими, тектоническими и гидродинамическими экранами (75). Первые профили ОГТ с 24—48-кратным перекрытием показали, что ряд залежей на Майлисуйском выступе, которые считались антиклинальными, не имеют перегибов на критическом направлении, т. е. размещены на моноклинали или гемантиклинали.

Существенное улучшение трассирования отражающих границ, включая слабые, достигнутое при этих исследованиях, позволяет надеяться, что выделение различных типов экранов на моноклиналях, которыми столь богаты склоны Ферганской впадины, станет возможным

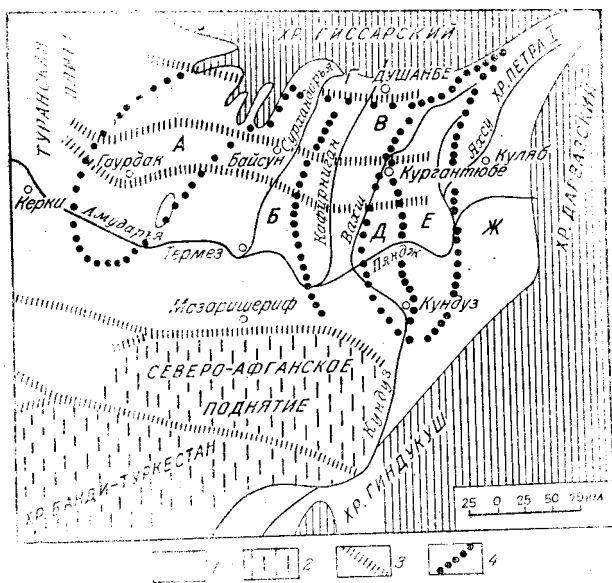
по сейсмическим данным. Это должно открыть пути эффективным поискам НАЛ.

4. Поиски антиклинальных структур в отложениях мезозоя и палеозоя на данной стадии исследований региона целесообразно осуществлять главным образом попутно, при исследованиях ОГТ ловушек в кайнозойских комплексах. Вместе с тем обширные районы Восточной Ферганы, включая склоны Ферганского хребта, требуют проведения региональных, поисковых работ ОГТ и бурения единичных параметрических скважин.

Представляется очевидным, что новые технические возможности сейсморазведки создают благоприятные предпосылки для общего значительного повышения эффективности поисковых работ в Ферганской впадине. Широкое проведение здесь работ ОГТ с 24—48-кратным перекрытием с использованием цифровой регистрации и обработки позволит выявить здесь многочисленные новые месторождения нефти и газа.

АФГАНО-ТАДЖИКСКАЯ ВПАДИНА

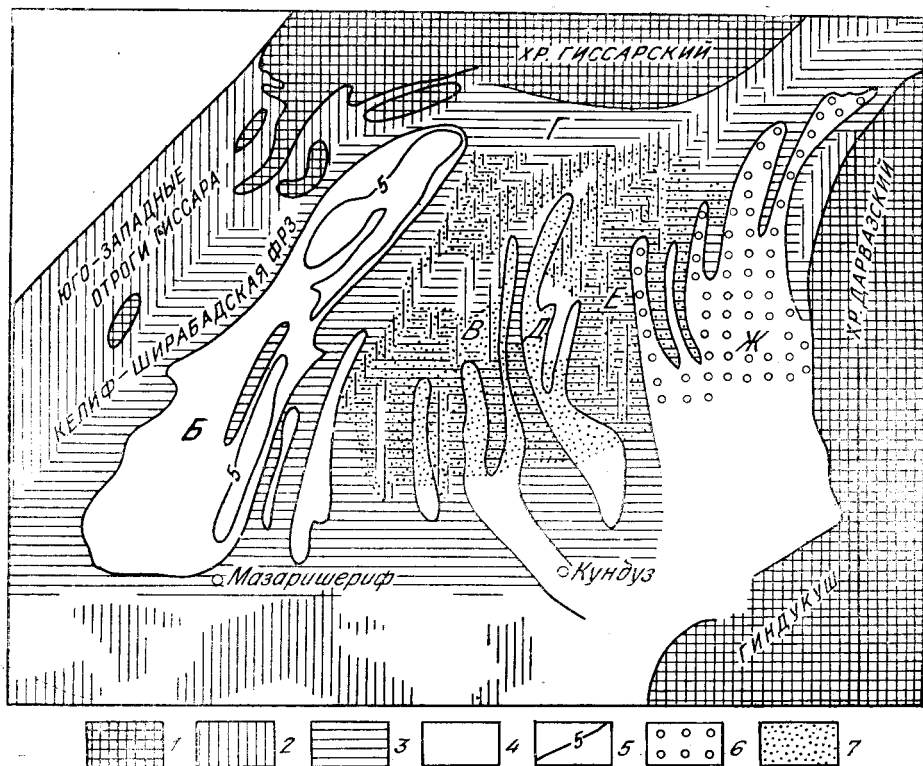
Территория этой впадины охватывает южную часть Юго-Западного Узбекистана, Южный Таджикистан и часть Северного Афганистана в бассейне верхнего течения р. Амударьи. Эту впадину раньше нередко именовали Верхнеамударьинской, или «Таджикской депрессией», однако наиболее часто используют название «Афгано-Таджикская впадина». Она ограничена с севера Гиссаро-Алайской системой хребтов Южного Тянь-Шаня, один из которых, Южно-Гиссарский, имеет северо-восточную ориентировку. На его продолжении располагается



Кугитанг-Байсунская гряда, которую часто рассматривают как северо-западное ограничение Афгано-Таджикской впадины. Некоторые исследователи (88) выделяют крупный (200×100 км) Байсунский мегантиклинорий, вытягивающийся от Гиссарского хребта к юго-востоку вплоть до Репетекского разлома на продолжении Яккабагтауской, Чакчарской, Байсунской и Сурхантауской гряд. Этот мегантиклинорий отделяет Афгано-Таджикскую впадину от Бешкентского прогиба, традиционно рассматриваемого в составе Туранской плиты.

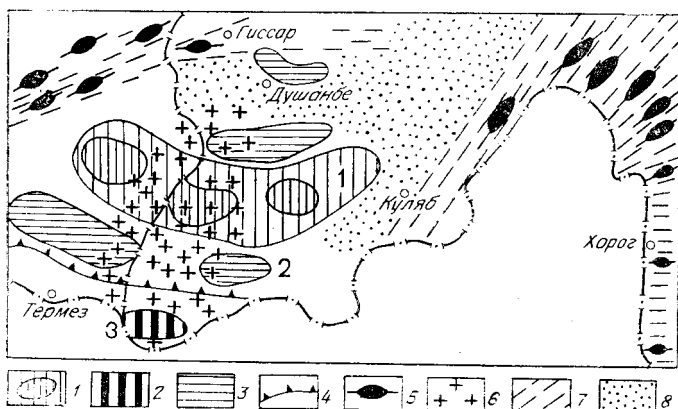
С востока Афгано-Таджикская впадина ограничена Дарвазским хребтом Памира. Здесь в пограничной зоне в пределах Таджикской ССР располагается хребт Хозратишок. Юго-восточным ограничением

впадины служат подножья Гиндукуша, а вдоль южной границы располагаются погруженные склоны хребта Банди-Туркестан и Северо-Афганский выступ фундамента. На юго-западе вдоль р. Амударьи Афгано-



Таджикская впадина сочленяется с Амударьинской впадиной Туранской плиты, они разграничены здесь условно (рис. 41, А).

Северная, советская часть Афгано-Таджикской впадины представляет собой горную страну, образуемую системой параллельных горных хребтов север-восточной ориентировки, гребни которых посте-

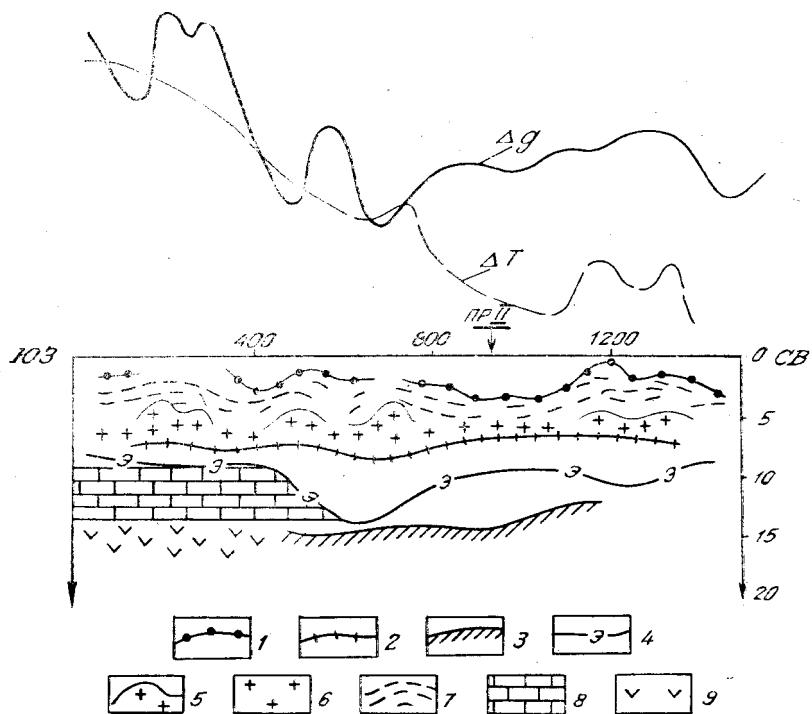


пенно понижаются и разворачиваются к меридиональному простиранию по мере продвижения к югу. Разделяющие эти хребты долины расширяются в южном направлении.

Строение и нефтегазоносность Афгано-Таджикской впадины — предмет длительных исследований (10, 17, 18, 23, 24, 36 и др.). Новые результаты геолого-геофизических исследований региона наиболее полно освещены также в работах Г. В. Кошлакова, Д. Р. Мучаидзе

и др. (42), Г. Н. Малашенкова (43), С. И. Мусаева (71), В. Я. Синельникова и др. (86), Б. Б. Таль-Вирского (88) и др.

Первые нефтяные месторождения в регионе были выявлены в начале 30-х годов. Однако последующие полувекковые поиски не привели к крупным открытиям, хотя все исследователи высоко оценивают перспективы нефтегазоносности региона. Основные причины такого



положения заключаются в сложном строении нефтегазоносных комплексов и труднодоступности региона, в связи с чем здесь до настоящего времени не выполнены региональные сейсмические исследования, а подготавливаются структуры к глубокому бурению преимущественно по данным геологической съемки, структурного бурения, электротметрии с участием отдельных профилей сейсморазведки МОВ, а в самое последнее время — ОГТ.

Геологическое строение впадины сложное, ее выполняют мощные толщи отложений позднего палеозоя — триаса, формирующие промежуточный структурный этаж, залегающий на больших глубинах, а также юрско-кайнозойские породы, являющиеся главными объектами нефтепоисковых исследований. Юрско-кайнозойский разрез Афгано-Таджикской впадины — наиболее мощный среди межгорных впадин Средней Азии. В его составе выделяются ниже-среднеюрская терригенная формация мощностью до 1000 м, келловей-оксфордская карбонатная формация мощностью до 800 м, эвапоритовая (соленосная) формация мощностью до 1000 м. Во многих районах впадины установлены соляные купола, некоторые из них образуют на поверхности соляные глетчеры. Отдельные глубокие скважины остановлены в юрской соленосной толще при вскрытой мощности ее до 2,5 км. Видимо, приведенные выше оценки мощности юрских отложений, сделанные по наблюдениям на обрамлениях впадины, существенно занижены.

Суммарная мощность меловых толщ в полных разрезах достигает 2,5 км. Их низы сложены красноцветной терригенной формацией (до 500 м), отложения баррема — альба представлены морскими карбонатно-терригенными сероцветными породами (700—800 м), позднемеловые

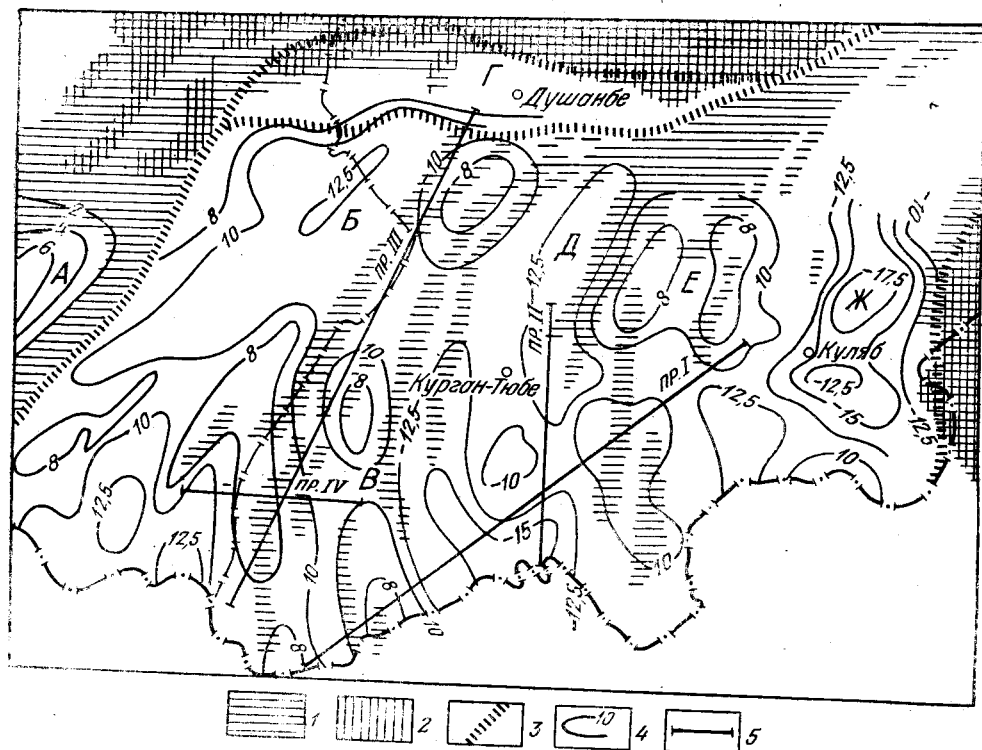


Рис. 41. Характерные особенности тектоники и геофизических аномалий Афгано-Таджикской впадины.

а — схема ограничений и расчленений Афгано-Таджикской впадины, 1 — выходы пород фундамента, 2 — область неглубокого залегания фундамента в южной бортовой области впадины, 3 — главные широтные разломы, прогнозируемые Л. Б. Вонгазом и др. в фундаменте, 4 — границы современных структурных элементов: А — Западно-Гиссарский (Байсунский) мегантиклинорий, Б — Сурхандарьинский мегасинклиний, В — Кафирниганский мегантиклинорий, Г — Душанбинский прогиб, Д — Вахшский мегасинклиний, Е — Обигармский мегантиклинорий, Ж — Кулябский мегасинклиний. б — схема рельефа поверхности карбонатных отложений палеоцена, верхнего регионального нефтегазоносного комплекса, 1 — выходы пород фундамента, 2 — выходы палеоценовых и мезозойских отложений, неперспективные и малоперспективные области для поисков залежей в палеоценовых отложениях, 3 — области залегания карбонатного палеогена на отметках выше — 3 км, благоприятные для поисков; области относительно глубокого залегания карбонатов палеоцена; 4 — уровень отметок карбонатов палеоцена от — 3 до — 5 км, 5 — изогипса — 5 км поверхности карбонатов палеоцена, 6 — области погружения поверхности карбонатов палеоцена по данным электрометрии на отметки до — (6–8) км, осложненная прорванными соляными диапирами, 7 — области развития криптодиапиров. ФРЗ — флексурно-разрывная зона, а — схема магнитных и гравитационных аномалий Южно-Таджикской впадины и прилегающих территорий: 1 — положительные магнитные аномалии небольшой интенсивности, 2 — то же, большой интенсивности, 3 — отрицательные магнитные аномалии, 4 — зона больших градиентов ΔT , 5 — локальные аномалии ΣZ и ΔT , выгнутые согласно простиранию структур фундамента в обрамлении впадины, 6 — региональный относительный максимум силы тяжести, 7 — региональные относительные минимумы сил тяжести, 8 — близнулевые значения магнитных аномалий. Цифры на карте: 1 — Кургантобинский минимум, 2 — нижевахшский минимум, 3 — термезский максимум, а — геолого-геофизический разрез по профилю 1 КМПВ в Южно-Таджикской впадине. 1–3 — опорные преломляющие горизонты, 1 — T_3 — поверхность известняков палеоцена, 2 — T_4 — предполагаемая поверхность карбонатов юры, 3 — T_5 — поверхность фундамента, 4 — опорный электрический горизонт высокого сопротивления; фундамент по данным МТЗ, 5 — предполагаемые криптодиапиры юрской соли, 6 — юрская эвапоритовая формация, 7 — терригенные и терригенно-карбонатные толщи мела, 8 — предполагаемые карбонатные отложения триаса-палеозоя, 9 — эффузивный покров в составе промежуточного структурного этажа. б — схема рельефа поверхности фундамента по данным МТЗ (по Р. В. Кошлакову, Ю. Ф. Коновалову, В. Я. Синельникову и др. с изменениями). 1 — выходы пород фундамента, 2 — обнажения мел-палеогеновых пород, 3 — главные разломы, 4 — изогипсы поверхности фундамента, 5 — профили КМПВ.

отложения имеют главным образом глинисто-карбонатный состав (до 1500 м). Палеогеновые отложения в нижней части представлены карбонатно-сульфатными породами бухаро-акджарских слоев (мощностью до 400 м), а в верхней части разреза сложены глинистой толщей мощностью до 600 м с прослоями алайских песчаников.

Юрско-палеогеновый преимущественно морской разрез суммарной мощностью до 6 км и более сформирован, по единодушному мнению исследователей, в условиях спокойных платформенных прогибаний в окраинной области Туранской плиты. В смежных районах этой плиты

в аналогичных карбонатных комплексах юры, в терригенных отложениях готерива и других толщах выявлены весьма значительные газовые месторождения (Газли, Шуртан, Уртабулак, Даулетабад—Донмез, Шатлык и др.). В Афгано-Таджикской впадине эти нефтегазоперспективные комплексы перекрыты молассовой формацией неоген-четвертичного возраста мощностью до 7—8 км. Таким образом, в Афгано-Таджикской впадине платформенный разрез юго-востока Туранской плиты перекрыт неотектонической молассой.

В отличие от Ферганской впадины платформенные и орогенные комплексы в Афгано-Таджикской впадине весьма интенсивно дислоцированы и их изученные секции не характеризуются общим погружением от бортов к центру впадины. В связи с этим во впадине обычно выделяют несколько крупных тектонических структур II порядка. Выделяются эти структуры главным образом по особенностям дислокаций кайнозойских отложений, закартированных при геологической съемке, по данным структурного и глубинного бурения. В последние годы по материалам электротомии в совокупности с данными бурения и сейсморазведки удалось (42, 86) построить структурные карты поверхности палеогеновых отложений. Байсунская и Бабатагская макроантиклинали ограничивают соответственно с запада и востока Сурханский прогиб. Все эти структуры обычно рассматривают совместно в составе Сурхандарьинского мегасинклинория. Восточнее Бабатагской макроантиклинали, вплоть до хребта Хозротишок, располагается собственно Южно-Таджикская впадина. В ее составе обычно выделяют Кафирниганскую и Обигармскую зоны поднятий (мегантиклинории), Вахшский, Кулябский и Душанбинский прогибы (мегасинклинории) (рис. 41, А).

Б. Б. Таль-Вирский (88) объединяет Кафирниганскую, Обигармскую, Вахшскую и Бабатагскую складчатые зоны в единый Вахш-Кафирниганский антиклинорий с размерами 250×130 км, который противопоставлен Сурхандарьинскому и Кулябскому синклинориям. При таком толковании антиклинорий отвечает максимум силы тяжести, а синклинориям — минимумы Δg , в антиклинории установлены многочисленные обнажения донеогеновых пород, которых в синклинориях практически нет. Сурхандарьинский мегасинклинорий имеет размеры 240×100 км, он значительно сужается к северу, здесь мощности неоген-четвертичных отложений составляют до 6 км. Кулябский мегасинклинорий сопряжен с Памиром, Гиндукушем и Алайским хребтом, а на северо-востоке, сужаясь, сочленяется с Алайской впадиной. Его размеры 200×70 км. Мощность моласс здесь превышает 7 км, на самом юге, видимо, приближается к 12—13 км. В этом прогибе установлено 10 соляных диапиров, в некоторых (Ходжамумын, Ходжасор и др.) юрская соль обнажается на поверхности, поднявшись не менее чем на 10 км. Душанбинский прогиб имеет размеры 90×25 км, отличается широтной вытянутостью и характеризуется мощностью неоген-четвертичных отложений лишь в 2—3 км; дислоцированность платформенных юрско-палеогеновых отложений здесь уменьшается от бортов к центру.

Южно-Таджикская впадина при нефтегазогеологическом районировании СССР обычно рассматривается как самостоятельная нефтегазосредная область, которая имеет наибольшую из межгорных впадин Средней Азии площадь — около 50 тыс. км². В настоящее время здесь открыто 19 мелких нефтяных, газовых и нефтегазоконденсатных месторождений, 7 из которых размещаются на территории Узбекистана в Сурхандарьинском мегасинклинории. Месторождения в основном многопластовые, типы залежей — пластовые, сводные, тектонически-экранированные или литологические. Наиболее крупное по запасам газовое месторождение Гаджак (Сурхандарьинский мегасинклинорий). Приуроченность месторождений к крупным отрицательным тектоническим элементам некоторые исследователи рассматривают как главную закономерность размещения углеводородов в Южно-Таджикской впадине.

В самом деле, в Южном Таджикистане в Душанбинском прогибе выявлено три месторождения, в Вахшском мегасинклиории тоже три, а в Кулябском мегасинклиории — пять. Лишь месторождение Северная Курганча приурочено к Кафирниганскому мегантиклиорию. Такое распределение месторождений не нашло еще удовлетворительного объяснения. Эта закономерность обусловлена крайне неравномерной изученностью буровыми и геофизическими работами отдельных структурных элементов.

В регионе выделяются три регионально нефтегазоносных комплекса (РНК): палеогеновый, меловой и юрский. Палеогеновый РНК характеризуется преимущественной нефтегазоносностью, меловой и юрский РНК — газоносностью. Залежи нефти приурочены к алайским слоям среднего эоцена (один горизонт), бухарским (пять горизонтов) и акджарским (два горизонта) палеоэоцена; основные скопления газа обнаружены в отложениях верхнего (сенон, сеноман) и нижнего (альб, неоком) мела, в карбонатной толще верхней юры (один горизонт).

Палеогеновый нефтегазоносный комплекс залегает на глубинах от 0 до 7 км и более. Пористость коллекторов колеблется от 3—5 до 20%, проницаемость достигает 1000 мд. Нефти палеогеновых отложений в общем тяжелые (0,930—0,978 г/см³), высокосмолистые (25—45%), сернистые (4,0—6,3%), парафинистые (4,4—8,55%). Дебиты скважин колеблются от 15—20 до 200 т/сут. Относительно легкие (0,857—0,877 г/см³) и высококачественные нефти приурочены к алайским слоям месторождений Шаамбары (Душанбинский прогиб) и Сев. Курганча и бухарским слоям месторождений Бештентяк, Сульдусы и др. в Кулябском мегасинклиории. Газы палеогеновых отложений в основном бессернистые, метановые. Палеогеновый нефтегазоносный комплекс распространен на всей территории, за исключением зон обнажений донеогенового чехла, где залежи разрушены.

Меловой нефтегазоносный комплекс залегает на глубине от первых сотен метров до 7 км и более. Промышленная газоносность комплекса установлена на месторождениях Андыген, Комсомольское, Гаджак, Кызыл-Тумшук и Ляльмикар. Коллекторами газа являются: карбонатные и терригенные отложения трех горизонтов сенона — сеномана и альба (один горизонт). Пористость терригенных продуктивных пород на Комсомольском и Андыгенском месторождениях Душанбинского прогиба колеблется в пределах 10—33%, а проницаемость — 5—73 мд.

В красноцветных отложениях неокома выделяется четыре горизонта, промышленная продуктивность которых доказана только в северной части впадины в Душанбинском прогибе (Комсомольское, Андыген) и в Сурхандарьинском мегантиклиории (Гаджак). Газы выявленных месторождений бессернистые, метановые, дебиты скважин до 490 тыс. м³/сут. Меловой перспективный комплекс распространен на всей территории, его верхняя часть местами в зонах поднятий обнажена на поверхности и эродирована.

Юрский нефтегазоносный комплекс на большей части впадины залегает на глубине, превышающей 5 км, и только в пределах Душанбинского прогиба и северо-западной части Сурхандарьинского мегантиклиория бурением подтверждено его более высокое гипсометрическое положение. В 1975 г. впервые из подсолевых верхнеюрских карбонатных пород на Гаджак-Баянгаринской площади, в северной части Сурхандарьинского мегасинклиория, в скв. 6 с глубины 3290—3307 м получен мощный газовый фонтан с дебитом 1,5—3,0 млн. м³/сут (1). Пластовое давление в этом интервале оценивается в 700 атм. В газе содержится сероводород.

Ранее небольшие промышленные притоки газа с конденсатом из карбонатной пачки верхней юры получены в Душанбинском прогибе в ряде скважин Шаамбаринского и Андыгенского месторождений, а на Комсомольской структуре получен фонтан газа с дебитом более 1 млн. м³/сут. В этом районе в кровле верхнеюрских отложений отсут-

ствуют соли, а мощности верхнеюрской карбонатной толщи, засоренной пропластками терригенных пород и ангидритов, не превышают 250 м. Открытая пористость продуктивного горизонта по промыслово-геофизическим данным — до 14%, проницаемость не превышает 4 мд. Газ бессернистый, метановый.

Разведанные запасы нефти и газа в Афгано-Таджикской впадине не превышают 4—5% от прогнозных. Исследования нефтегазогенерирующего потенциала и других условий генерации, миграции, аккумуляции и сохранения залежей нефти и газа, проведенные в последние годы, позволяют сделать заключение о целесообразности повышения прогнозных оценок ресурсов углеводородов в 2—3 раза (71, 21).

В связи с этим рассмотрим вопрос о современной геоструктуре в Афгано-Таджикской впадине основных нефтегазоносных комплексов, строение которых оценивается по данным геофизических исследований и глубокого бурения. Вся территория впадины покрыта среднемасштабными вариометрической и гравиметрической съемками, а также среднемасштабной аэромагнитной съемкой. По данным изучения физических свойств и интерпретации аномалий естественных геофизических полей установлено, что магнитные аномалии характеризуют неоднородность состава пород палеозойского фундамента и могут быть обусловлены эффузивными комплексами ПСЭ. Аномалии силы тяжести отображают сумму плотностных влияний и их локальные компоненты позволяют схематически картировать рельеф палеогеновых отложений. По данным ВЭЗ (86) на многих площадях удается картировать поверхность опорного электрического горизонта, приуроченного к бухаро-акджарским слоям палеоцена, сопротивление которых в среднем составляет от 20—30 до 1000 ом, а при преобладающем сопротивлении выше лежащих пород — 2—15 Ом.

Однако при глубинах залегания более 2 км и в зонах развития неоген-четвертичных галечников высокоомные слои палеоцена картируются надежно. Некоторое повышение достоверности картирования в этих условиях обеспечивается при использовании МТЗ.

Физические свойства пород Южно-Таджикской впадины исследованы недостаточно и характеризуются большой латеральной изменчивостью. Упругие свойства изучены по данным сейсмокаротажа и ВСП по ряду скважин, главным образом в отложениях верхнего мела и кайнозоя. По данным МОВ и ОГТ построены графики эффективных скоростей на ряде площадей до глубин 6—9 км. По 4 профилям КМПВ (рис. 41, Г), выполнены определения средних и граничных скоростей, сравнительно полно изучены электросопротивления осадочной толщи. По данным А. Т. Дуркина, Л. М. Фихиевой и др. (38, 39, 42) четвертичные и верхняя часть неогеновых отложений характеризуются пластовыми скоростями 2,0—3,0 км/с и электрическими сопротивлениями 5—40 Ом при средних величинах 10—15 Ом. Терригенные отложения неогена и палеогена имеют пластовые скорости 3,2—4,4 км/с и электросопротивления 4—20 Ом. К их подошве приурочен опорный горизонт электрического сопротивления (в среднем 200 Ом), несколько опорных отражений, связанных с пластами известняков низов палеогена (алайские и бухарские слои) и отличающихся относительно высокочастотной записью (35—45 Гц). С известняками бухарского яруса связан опорный преломляющий горизонт T_4 с $V_T=4,4—5,0$ км/с, характеризующий частотой преломленной волны около 11 Гц. На отдельных участках прослежен сейсмический отражающий горизонт, приуроченный к отложениям палеоцена. По данным ВСП, пластовые скорости в надбухарских палеогеновых и неогеновых отложениях составляют $4,0—4,4 \pm 0,1$ км/с, а в отложениях палеоцена — $4,7 \pm 0,15$ км/с. Это обеспечивает формирование слабой волны на поверхности палеоцена с коэффициентом отражения 0,04—0,08. Трассирование такого отражения может быть обеспечено лишь при внедрении ОГТ, начатом с конца 70-х годов.

Нижележащие меловые отложения отличаются низким электросопротивлением (5—8 Омм) и пластовыми скоростями 3,2—4,5 км/с. В их разрезе фиксируются отдельные непротяженные отражения на временах до 2,0 с, часто характеризующиеся значительными наклонами на временных разрезах.

После значительного интервала слабодифференцированной (немой) записи на временных разрезах прослеживается в диапазоне времен 2,5—4,0 с серия среднечастотных отраженных волн и соответствующих им границ (3—4 горизонта), разделенных временными интервалами по 0,2—0,3 с. Эти отражения стратифицированы ненадежно так как нигде не вскрыты скважинами. Многие исследователи считают их обусловленными карбонатной толщей юры. Более вероятно, что указанные отражения связаны с верхнеюрской хемогенной формацией. Судя по ориентировочным значениям пластовых скоростей (около 4,7 км/с), в этой формации доминируют каменные соли при подчиненной роли пластов ангидрита.

Поэтому опорный преломляющий горизонт T_5 с $V_T=5,3—6,3$ км/с следует привязывать либо к пачке преобладания ангидритов и доломитов, либо к кровле карбонатной юры.

С верхнеюрской толщей связан и опорный электрический горизонт высокого сопротивления (сотни Омм). Судя по относительно малой мощности этой непроводящей толщи (400—1200 м), низы хемогенной юры и карбонатная юра содержат значительное количество флюидонасыщенных отложений. Эти отложения вместе с нижележащими свитами терригенной юры, триаса и верхнего палеозоя суммарной мощностью 5—10 км формируют единую надопорную проводящую толщу с сопротивлением 3—10 Омм. В названной толще пластовые скорости сейсмических волн ориентировочно близки к 5 км/с.

Опорный электрический горизонт «бесконечно» высокого сопротивления связывается с палеозойскими комплексами, лишенными коллекторов. По данным КМПВ выделяется поверхность фундамента, характеризующая преимущественно $V_T=6,5—6,8$ км/с. Волны от этой поверхности относительно низкочастотные (8—10 Гц) и отличаются $t_0=3,1—4,5$ с. Судя по указанным значениям граничных скоростей, фундамент сложен породами основного и ультраосновного состава.

В последние годы усилены работы по внедрению в регионе сейсморазведки ОГТ. Этот метод ориентирован на изучение строения известных антиклинальных складок, срезанных тектоническими нарушениями надвигового типа, с целью поиска тектонически экранированных ловушек в отложениях мела и палеогена, а также на изучение подсолевого юрского структурного этажа. Такие работы выполняются в Сурхандарьинском мегантиклинории и других районах.

Однако до настоящего времени Южно-Таджикская впадина в целом и крупнейшие ее структуры не изучены региональными профилями ОГТ. В этих условиях большое количество пробуренных глубоких скважин (около 700) суммарной проходкой свыше 1,2 млн. м оказалось недостаточно эффективным. Большая часть скважин размещается в Придушанбинском районе и на отдельных антиклиналях, где открыты месторождения. Максимальная глубина скважин 5500 м. Обширные погруженные районы не изучены ни бурением, ни сейсморазведкой ОГТ.

По совокупности имеющихся данных построена схема рельефа поверхности палеогена (рис. 41, Б). Эта схема иллюстрирует современный структурный план региона, сформированный кайнозойскими тектоническими движениями. Для дислокаций характерно, прежде всего, сочетание сопряженных узких линейных, часто гребневидных антиклинальных зон с узкими или относительно широкими синклинальными зонами, цепочки складок, вытянутых субмеридионально и дугообразно с большим радиусом кривизны. Углы падения пород неогена и даже четвертичных на крыльях многих антиклиналей достигают десятков

градусов, что свидетельствует о весьма значительной напряженности кайнозойских дислокаций. В зависимости от размеров, амплитуды, вытянутости, соотношения свода и крыльев, углов наклона и наличия дизъюнктивов выделяются многие разновидности складок. Значительные площади по обрамлению Афгано-Таджикской впадины и в ее внутренних районах характеризуются эрозией отложений палеогена. Следствие этого разрушены многие месторождения углеводородов в палеоценовых и верхнемеловых отложениях.

Около одной трети Южно-Таджикской впадины принадлежит территории, где палеоценовые отложения залегают на отметках до 3 км, т. е. в условиях, оптимальных для их опонскования. Эти районы сопряжены с зонами погружений палеоценовых отложений на глубину 5—10 км, где происходит генерация жирных газов. Поэтому указанные условия благоприятны для поисков нефтяных и конденсатных месторождений.

Для оценки перспектив нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов Южно-Таджикской впадины важное значение имеют особенности дислоцированности палеогеновых, меловых и юрских отложений. Сложные антиклинальные дислокации, формирование крутых крыльев, гребневидных складок, дисгармонии и разломов установлены по данным бурения в палеогеновых и меловых отложениях. Для групп отдельных складок намечены частные закономерности наклонов осей, раздвов мощности глинистых толщ палеогена.

Достоверное проявление юрского галокинеза и широко распространенные пластичные соленосные толщи палеоцена и поздней юры позволили многим исследователям выдвинуть представления о широком участии надвигов, порой многочешуйчатых, в формировании локальных складок.

В связи с этим важное значение имеет информация о сохранении или изменении с глубиной общего рисунка складчатых деформаций. Этот вопрос дискутируется много десятилетий. Б. А. Петрушевский, Д. П. Резвой, М. М. Кухтиков, Ш. Д. Давлятов и другие исследователи отстаивают представления об однотипности герцинского мезозойского и альпийского структурных планов. Дислокации чехла, фиксируемые в кайнозойском комплексе, по их представлениям являются в основном сквозными и унаследованными.

С. А. Захаров, Л. Б. Вонгаз, М. Л. Белеловский, К. Н. Кравченко, Б. Б. Таль-Вирский, Е. В. Лебзин, Г. С. Волос и др. (21, 24, 88 и др.), напротив, считают современный структурный план новообразованным, наложенным на более древние платформенные дислокации преимущественно широтной ориентировки.

Для обоснования специфического устройства донеогенового тектонического плана используют различные аргументы: результаты интерпретации магнитных и гравитационных аномалий, рельеф поверхности фундамента и других глубинных границ по геофизическим данным, а также геологические аналогии со спокойными дислокациями платформенного чехла Туранской плиты. Рассмотрим эти аргументы.

На рис. 41, В приведена схема магнитных аномалий Южно-Таджикской впадины и прилегающих территорий. Отмечается общее соответствие простираний наблюдаемых аномалий (соответственно широтное и северо-восточное) простиранию палеозойских структур Гиссарского хребта и Дарваза. Для Южно-Таджикской впадины характерно развитие четких аномалий широтной ориентировки. Крупнейший из них — Кургантюбинский максимум, объединяющий три изометричные положительные аномалии. Южнее размещаются широтно вытянутые Нижневахшский минимум ΔT , Пянджская зона градиентов и Термезский максимум, которые протягиваются далеко на запад, сочленяясь с аномалиями Туранской плиты. Природа указанных магнитных аномалий неясна. Судя по результатам измерения физических свойств и наблюдениям над магматогенными телами Гиссара и Дарваза, в

пределах этих структур нет интрузивов или других объектов, аналоги которых могут обуславливать аномалии Южно-Таджикской впадины. Последние не могут рассматриваться и как непосредственное продолжение каких-либо аномалий, наблюдаемых над выходами фундамента. Очень большие глубины залегания магнитовозмущающих масс при значительной интенсивности аномалий свидетельствуют, что источники аномалий Южно-Таджикской впадины скорее всего сложены породами основного или ультраосновного состава. Вполне очевидно, что магнитные аномалии имеют простирание, ортогональное кайнозойским структурам Южно-Таджикской впадины.

Гравитационные аномалии обусловлены совокупным влиянием плотностных границ в земной коре и верхней мантии. В наблюдаемом поле доминирует влияние структур кайнозойских отложений, редуцирование которого затrudнено резкой латеральной изменчивостью плотности верхних горизонтов. Региональные аномалии определяются преимущественно глубинными факторами. В этой связи большой интерес представляет крупный изометричный Кафирниганский максимум силы тяжести. Этот максимум, как полагали, обусловлен поднятием поверхности M , намечаемым по данным МОВЗ и сейсмологии. Однако специальные исследования ГСЗ, результаты которых опубликованы А. Т. Дуркиным и Л. М. Фихиевой (39), показали, что минимальные глубины поверхности M зафиксированы в районе г. Душанбе, а к югу по долине р. Кафирнигана поверхность мантии погружается на 8 км или более, хотя в этом направлении аномалия силы тяжести возрастает. Такое поведение поверхности M и прогибание фундамента (рис. 41, Д) в зоне Кафирниганского гравитационного максимума, несомненно, свидетельствует, что этот максимум нельзя объяснить изменением рельефа мантии или других границ в земной коре.

По нашему мнению, максимум вызван повышением основности земной коры. По аналогии с гравитационными Аралсорским, Хобдинским, Южно-Каспийским, Центрально-Аральским и др. максимумами Кафирниганский максимум также, видимо, приурочен к области земной коры безграничного (мафического) состава, размещаемой в погруженной части Южно-Таджикской впадины. Такое заключение согласуется с данными КМПВ, по результатам которых граничная скорость вдоль поверхности фундамента здесь составляет преимущественно 6,5—6,7 км/с.

В течение 70-х годов картирование поверхности фундамента осуществлялось в Южно-Таджикской впадине по данным МТЗ. Отметки фундамента по результатам этого метода обнаруживают систематическое расхождение с данными КМПВ, которые характеризуют границу, размещаемую на 2—5 км глубже (см. рис. 41, Г). Поскольку по материалам МТЗ «фундамент» располагается на глубинах до 18 км, погрешность в 25—33% в сложных орогенических условиях региона при большой латеральной изменчивости физических свойств вполне допустима. Как известно, теоретические основы МТЗ разработаны лишь для плоских горизонтально-слоистых сред, но оценки, полученные этим методом (42, 86, 88) в сложных условиях региона, являются наиболее представительной современной информацией о рельефе глубинных границ. По этим данным (рис. 41, Д) фундамент располагается преимущественно на глубине 8—18 км, обнаруживая определенную согласованность со структурой кайнозойских отложений. Мегасинклинориям отвечают прогибы фундамента, а мегантиклинориям — поднятия. Большинство положительных структур поверхности фундамента имеют изометричные контуры.

Имеющиеся данные показывают, что линейные кайнозойские дислокации лишь в незначительной степени обусловлены движениями блоков фундамента. Наиболее вероятно, что мегантиклинории (Бабатагский и др.) сформированы над соляными грядками, которые были заложены еще на платформенном этапе развития. Как свидетельствует опыт

изучения солянокупольных районов, галокинетические дислокации начинают формироваться при погружении соли до 1 км. Следовательно, позднемеловые и палеогеновые структуры развивались конседиментационно и надсолевой этаж в процессе осадконакопления был разобщен на отдельные ячеи, разделенные грядами галокинетических поднятий.

Кайнозойская складчатость, по нашему мнению, лишь подкорректировала дислокации мел-палеогеновых отложений, общий план которых обусловлен галокинезом. Формирование гребневидных складок и срывов в наибольшей мере проявлено над зонами максимальных концентраций соли и наибольшего размаха галокинеза, возможно, над разломами фундамента.

Предложенная модель строения земной коры и формирования дислокаций мезозойско-кайнозойских отложений хорошо согласуется с имеющейся геолого-геофизической информацией и позволяет объяснить установленные к настоящему времени закономерности нефтегазонакопления в различных комплексах. Эта модель позволяет наметить стратегию поисков глубокозалегающих залежей, цель которой — повышение эффективности нефтегазопроисковых работ в регионе.

Присоединяясь к взглядам большинства исследователей, в качестве главного объекта поисков на больших глубинах мы рассматриваем юрские карбонатные отложения, которые до настоящего времени не вскрыты, за исключением площади Гаджак-Боянгара, хотя для их изучения специально пробурено более 20 глубоких параметрических скважин в разных районах. Как свидетельствует опыт изучения солянокупольных провинций, подошва соленосной толщи, как правило, формирует обширный прогиб, воздымаясь к бортам впадины, и не контролируется отдельными галокинетическими или тектоническими дислокациями. Поэтому вскрытие подсолевых юрских отложений рекомендуется планировать, в первую очередь, вдоль северных и западных склонов Южно-Таджикской впадины, в западной части Сурхандарьинского мегасинклинория и в зонах, примыкающих с юга к Душанбинскому прогибу. Естественно, что заложение здесь параметрических скважин должно увязываться с результатами сейсморазведки ОГТ и ВСП и обеспечить стратификацию отражающих горизонтов. Судя по опыту работ в Амударьинской впадине, наиболее выразительные сейсмические реперы будут связаны с пластами ангидрита в эвапоритовой юрской толще и с ее подошвой. По этой причине картирование подсолевых карбонатных и терригенных отложений также вызовет большие трудности. Полученные притоки газа и развитие во флюидальной системе верхнеюрских коллекторов АВПД с высокими коэффициентами аномальности свидетельствуют о сохранении в этой толще коллекторских свойств при больших глубинах залегания. Поэтому рассматриваемое направление работ лимитируется выявлением ловушек и техническими трудностями проводки скважин.

В надсолевом комплексе, который в процессе осадконакопления был разобщен на отдельные относительно небольшие ванны, за счет собственных ресурсов могли формироваться только небольшие месторождения. Именно поэтому в мел-палеогеновых отложениях имеющиеся ловушки характеризуются низкими коэффициентами заполнения, а выявленные месторождения отличаются малыми запасами. Представляется целесообразным ориентировать поиски в надсолевом комплексе прежде всего на ловушки, которые могли заполняться в результате перетока из-под верхнеюрского экрана. Такие ловушки можно ожидать вблизи Келиф-Ширабадской флексурно-разрывной зоны, в Бабатагской системе приразломных структур и в западных приразломных структурах Обигармского мегантиклинория.

В этой связи значительный интерес представляют также структуры Карадум, Кичик-Донгуз, Кызылтумшук и др. в пределах Вахшского мегасинклинория, где в нижней части верхнемелового разреза установлены АВПД с коэффициентами аномальности 2,2—2,3, видимо, свидетельствующими о гидравлических связях с подсолевой бассейновой

системой аномальных пластовых давлений. Наибольший интерес должны представлять терригенные коллекторы альба — неокома, в которых по аналогии с Туранской плитой могут быть сконцентрированы крупные запасы газа. В качестве одного из наиболее интересных направлений поиска рекомендуются северные части Вахшского мегасинклиория и Обигармского антиклинория, где нижнемеловые толщи, как и подсолевые отложения, могут располагаться на доступных для бурения глубинах.

Вполне очевидно, что в условиях сложного строения Южно-Таджикской впадины успешное проведение поисков нефти и газа на больших глубинах станет возможным только после внедрения здесь эффективной методики глубинного картирования с помощью сейсморазведки ОГТ. Широкая апробация пространственных систем наблюдений, обработка материалов цифровой регистрации по сложным графам с использованием процедур двумерной миграции позволяет существенно повысить результативность сейсмометрии и всего поискового цикла в этом сложном и высокоперспективном регионе.

МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ КИРГИЗИИ

Территория Киргизии разделяется примерно поровну на горные хребты с высотами до 4—5 км и более с обнажениями фундамента и на закрытые межгорные долины — полого-увалистые по периферии и плоскоравнинные в центральных частях (межгорные впадины). Как показали геолого-геофизические исследования 60—70-х годов в этих впадинах, они выполнены мощными толщами слабодислоцированных отложений кайнозоя, а также частично мезозоя и палеозоя, которые перекрывают эрозионную поверхность фундамента, сформированного преимущественно в результате каледонских и более древних дислокаций. С 1960 г. во впадинах Северной Киргизии проводится глубокое бурение с целью изучения перспектив их нефтегазоносности. Здесь выполнены значительные объемы геофизических работ. Обобщение материалов этих исследований предпринято в последние годы В. И. Лук-Зильберманом, С. И. Мусаевым, Ф. Н. Юдахиным и др.

В отличие от других регионов, рассмотренных выше, межгорные впадины Киргизии практически не изучены современными модификациями сейсморазведки ОГТ, здесь также не проведено региональное профилирование КМПВ и ГСЗ.

В межгорных впадинах Киргизии широко развиты молассовые отложения, скрывающие их внутреннее выполнение и тектоническое устройство. Методы геологической съемки, дистанционных исследований, интерпретации магнитных и гравитационных аномалий и структурные построения по данным электроразведки, сейсморазведки КМПВ и МОВ по отдельным профилям и участкам, которые использовались для обоснования заложения глубоких скважин, оказались недостаточно информативными, сделанные по ним структурные построения не подтверждены глубоким бурением.

В результате исследований Восточно-Чуйской, Иссыккульской, Таласской впадин, как нам представляется, можно сделать определенные выводы. В других впадинах (Алайская, Атбашинская, Аксайская) геофизические исследования и глубокое бурение практически не проводились и оценки перспектив их нефтегазоносности основываются на сведениях, полученных в ходе геологических съемок, и общих аналогиях. Нарынская впадина не может быть включена ни в ту, ни в другую группу. В ней выполнены небольшие объемы геофизических исследований и глубокого бурения, которые планируется продолжить.

Общие сведения о размерах и особенностях осадочного выполнения семи основных межгорных впадин Киргизии приведены в табл. 3. Более мелкие впадины (Сусамырская, Чаткало-Сандалашская, Нанайская, Верхненарынская, Джумгульская, Кочкорская, Кетменьтюбинская) (рис. 42) и некоторые другие отличаются незначительной мощ-

ностью покровных отложений, и в соответствии с современными представлениями нефтегазовой геологии, рассматриваются нами как малоперспективные для поисков месторождений углеводородов. Территория Киргизии традиционно разделяется на три тектонически специ-

Таблица 3

| Впадина | Размеры, км | Площадь, тыс. км ² | Мощность неотектонических моласс, м | Наличие морских толщ палеогена | Наличие юрских отложений | Развитие отложений ПСЭ | Н _ф , км |
|------------------|-------------|-------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------|--------------------------|------------------------|---------------------|
| Восточно-Чуйская | 170×80 | 7,1 | 1800/4000 | — | + | +— | 5 |
| Иссыккульская | 260×70 | 8,5 | 1600/5500 | — | + | +— | 6 |
| Нарынская | 150×50 | 4,5 | 300/5500 | — | + | ++ | 8 |
| Атбашинская | 130×25 | 2 | 200/3500 | — | — | + | 4 |
| Таласская | 120×30 | 2 | 400/4000 | — | — | +— | 4 |
| Аксайская | 80×25 | 1,2 | 200/4000 | ? | + | + | 4 |
| Алайская | 150×30 | 2,3 | 200/2000 | + | + | + | 5 |

Примечание. В числителе—мощность грубозернистых моласс, в знаменателе—область мощности, +наличие, —отсутствие, +—развитие на части площади впадины, ++широкое развитие и большие мощности.

фических региона: Северный, Средний и Южный Тянь-Шань. В пределах каледонид Северного Тянь-Шаня, которые ограничены на юго-западе Таласо-Ферганским разломом, а на юге глубинным разломом — линией Николаева размещаются Восточно-Чуйская, Иссыккульская, Таласская и более мелкие межгорные впадины. Каледонско-герцинские сооружения Среднего Тянь-Шаня разделены Таласо-Ферганским

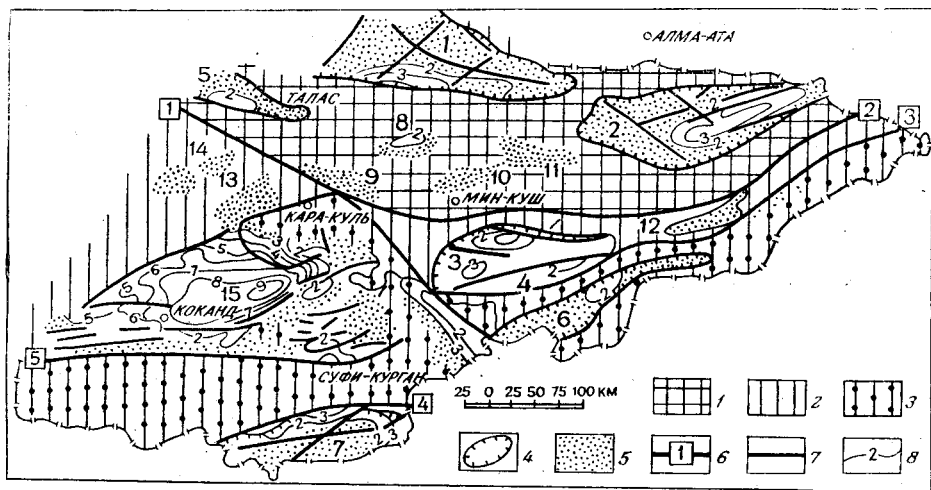


Рис. 42. Схемы размещения межгорных впадин Киргизии.

1 — Северный Тянь-Шань, 2 — Средний Тянь-Шань, 3 — Южный Тянь-Шань, 4 — межгорные впадины, которые рассматриваются как возможно нефтегазоперспективные, 5 — области с мощностью осадочной толщи до 3 км, 6 — основные глубинные разломы (цифры в квадратах: 1 — Таласо-Ферганский, 2 — линия Николаева, 3 — Атбаш-Иньельченский, 4 — Гиссаро-Кокшаальский, 5 — Южно-Ферганский), 7 — прочие разломы во впадинах, 8 — изогипсы подошвы молассовой толщи (по Ф. И. Юдахину, 1983, с упрощениями). Впадины (цифры на рис.): 1 — Восточно-Чуйская, 2 — Иссыккульская, 3 — Нарынская, 4 — Атбашинская, 5 — Таласская, 6 — Аксайская, 7 — Алайская, 8 — Сусамырская, 9 — Кетмень-Тюбинская, 10 — Джумгульская, 11 — Кочкорская, 12 — Верхненарынская, 13 — Нанайская, 14 — Чаткало-Сандалашская, 15 — Ферганская.

разломом на две обособленные области: Чаткало-Кураминскую и Фергано-Кокшаальскую. В пределах последней, к востоку от Таласо-Ферганского разлома, находятся Нарынская и Атбашинская впадины, которые разобщены узким Нарынским хребтом, обычно считающимся антиклинальным блоком в герцинском складчатом сооружении. В пределах Южного Тянь-Шаня, к востоку от Таласо-Ферганского разлома, разме-

щена Аксайская (Чатыркульская) впадина, которая по разлому сопрягается с ориентированным ортогонально Ферганским киммерийским сооружением. Вдоль границы Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром располагается Алайская впадина.

Восточно-Чуйская и Иссыккульская впадины считаются расположенными на докембрийских глыбах, которые объединены В. И. Кнауфом вместе с древними сооружениями хребта Нарат в КНР в Муюнкумо-Наратский срединный массив.

Весьма своеобразное строение имеет Срединный Тянь-Шань, который вытягивается вдоль границы каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня (с ее характерными раннепалеозойскими прогибаниями) и герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, интенсивно развивавшейся в позднем палеозое. На северо-востоке этой области находится Сарыджазской срединный массив, где докембрийский комплекс перекрыт маломощным покровом просто дислоцированных раннепалеозойских отложений или непосредственно терригенными толщами девона и карбона. К юго-западу большая часть области Срединного Тянь-Шаня скрыта под чехлом Нарынской и Атбашинской впадин. В этом районе Срединного Тянь-Шаня (в отличие от Чаткало-Кураминской зоны), к востоку от Таласо-Ферганского разлома, герцинский магматизм развит слабо, отдельные интрузии главным образом щелочного состава приурочены к приразломным зонам.

В Южно-Тяньшаньской герцинской области к востоку от Таласо-Ферганского разлома, вдоль границы со Срединным Тянь-Шанем, выделяется Атбашинский хребет, сложенный блоком докембрийских пород, южнее, за пределами СССР, Южный Тянь-Шань сопрягается с докембрийским Таримским массивом. Указанное тектоническое районирование представляется во многом несовершенным. Так, зона Срединного Тянь-Шаня, располагающаяся к востоку от Таласо-Ферганского разлома, и прилегающая часть Южного Тянь-Шаня, очевидно, не могут рассматриваться как типичные геосинклинальные герцинские сооружения. Они размещаются в узкой полосе между областью раннепалеозойской консолидации Северного Тянь-Шаня и древней платформой Тарима. В их строении участвуют жесткие докембрийские массивы Сарыджаза и Атбашинского хребта. Послекаледонское высокое стояние этих регионов сменилось накоплением девонских красных пород, свидетельствующих о развитии здесь зрелой континентальной коры. Последующие геологические события, по нашему мнению, не дают оснований для признания развития здесь герцинской геосинклинали. Видимо, этот регион следует рассматривать как погруженную перикратонную область Таримской платформы, подвергнутую герцинской активизации с широким развитием блоковых дислокаций.

В межгорных впадинах Киргизии, изученных бурением, установлено развитие слабодислоцированных девонско-пермских отложений, формирующих специфический промежуточный структурный этаж. Триасовые отложения известны лишь по обрамлению Алайской впадины, а юрские толщи распространены более широко. В пределах Северного Тянь-Шаня они накапливались в отдельных угленосных грабенах, главным образом на склонах поднятий. В Ферганском киммерийском прогибе мощность юрских терригенных толщ достигает 5 км.

Меловые отложения развиты к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома, морские отложения Ферганского типа также накапливались только в Алайской впадине. В Северной Киргизии отложения палеогена входят в состав мощных континентальных толщ и обычно датируются эоценом — олигоценом. Они объединяются в контурпакскую свиту ярко-красных до малиновых глин и алевролитов, которые по латерали замещаются грубозернистыми толщами, а в приразломных зонах встречаются пласты оливиновых базальтов общей мощностью обычно сотни метров.

Выше по разрезу выделяются три специфические континентальные свиты. Нижняя из них, киргизская, олигоцен-миоценовая, имеет мощность до 1800 м. Средняя, верхнемиоцен-плиоценовая, в различных впадинах именуемая как чуйская и иссыккульская или нарынская свита,— до 1000 м. Верхняя, шарпылдагская, свита обладает мощностью до 1300 м. Эти континентальные отложения отличаются повышенной грубозернистостью вверх по разрезу и от центра впадин к их периферии. В центральных и наиболее погруженных районах впадин широко развиты озерные мелкозернистые отложения, включая гипс и каменную соль. Грубообломочные отложения преобладают в верхних секциях континентальных разрезов. По данным бурения и геофизики, грубозернистые толщи наиболее распространены во впадинах северной группы — в Восточно-Чуйской, Иссыккульской, Таласской, Верхненарынской, где охватывают 25—35% всего кайнозойского разреза. В более южных впадинах (Нарынская, Атбашинская, Аксайская, Алайская и др.) грубообломочные толщи составляют не более 10% кайнозойского разреза. По данным Ф. Н. Юдахина (104), скважина в юго-западной части Нарынской впадины при глубине до 1500 м вскрыла исключительно глинистый разрез, не наблюдавшийся ранее.

Плотность, электрические сопротивления и магнитная восприимчивость пород межгорных впадин Киргизии весьма полно освещены Ф. Н. Юдахиным и др. Плотность кайнозойских пород возрастает с глубиной, с возрастом и с повышением грубозернистости отложений в диапазоне 1,7—2,7 г/см³. Характерно, что в разновозрастных отложениях при одинаковой глубине залегания наибольшая плотность континентальных пород присуща Нарынской впадине, меньшие значения установлены в Восточно-Чуйской и Иссыккульской, а минимальные — в Ферганской впадине (соответственно для глубин 1000 м значения плотности составляют 2,52, 2,39—2,35 и 2,18 г/см³). На уровне глубин 3 км плотность осадочных толщ повсеместно в межгорных впадинах Киргизии достигает 2,55—2,60 г/см³.

По данным сейсмокаротажа скважин, во впадинах Северной Киргизии скорости упругих волн возрастают с глубиной и от центра к периферии. Последнее связано с усилением роли грубозернистых отложений. В киргизской свите $V_{пл}$ варьируют в диапазоне 3,0—4,9 км/с, в чуйской и ее аналогах — 2,2—4,9 км/с, в шарпылдагской — 2,0—2,3 км/с.

Результаты КМПВ широко использовались для картирования пород разного вещественного состава, выходящих к эрозионной постпалеозойской поверхности. Одновозрастные палеозойские породы близкого состава независимо от глубины залегания (в диапазоне глубин 1,2—4,0 км) характеризуются идентичными значениями граничной скорости. Так, песчаники нижнего карбона имеют граничную скорость 5,6 км/с при глубине 2780 м (Фрунзенская опорная скважина) и $V_{г}=5,7$ км/с при глубине залегания 1200 м в скв. 6 (Ивановка). Кислые эффузивы отображаются значениями $V_{г}=5,8—5,9$ км/с на глубинах 1800 м (район Чалпан-Ата, скв. 1Т и 3Т) и 4000 м в скважине Серафимовская.

В связи с резкой латеральной скоростной изменчивостью и разрывами корреляции сейсмические структурные построения во впадинах Северной Киргизии отличаются низкой подтверждаемостью. Весьма дискуссионна попытка построения Ф. Н. Юдахиным поверхности дорифейского фундамента. Преломляющая граница с $V_{г}=5,9—6,1$ км/с регистрируется уверенно только в Иссыккульской впадине на отдельных профилях. Здесь ее отождествление с дорифейским фундаментом вполне приемлемо. Однако построение этой поверхности под горными сооружениями и впадинами на основании интерпретации гравитационных аномалий без сейсмических данных представляется недостаточно обоснованным.

Рассмотрим результаты нефтегазописковых работ во впадинах Северной Киргизии.

Восточно-Чуйская впадина охватывает территорию между Кендыктасским хребтом на севере, Киргизским на юге и условно ограничивается республиканской границей Киргизской ССР на западе. В этих пределах Восточно-Чуйская впадина имеет форму, близкую к треугольной. По поверхности палеозойских отложений впадина представляет собой асимметричную, одностороннюю грабен-мегасинклиналь с пологим северным и крутым южным бортами. Наиболее крупные структурные элементы впадины — Причуйская моноклинал, Предкиргизский прогиб и Кургатинский блок (вал), который отделяет Восточно-Чуйскую впадину от расположенной к западу от нее обширной Чу-Сарысуйской впадины. Глубина залегания фундамента на Кургатинском валу составляет 500—2000 м.

Причуйская моноклинал образует северный борт Восточно-Чуйской впадины. Палеозойские образования от естественных выходов в Кендыктасском хребте погружаются в южном направлении под углом 2—7° на глубину до 1700 м. Палеозой здесь представлен эффузивными породами, бесперспективными на нефть и газ.

Предкиргизский прогиб характеризуется максимальным погружением (до 5,0 км) поверхности домезозойского основания, которое здесь сложено осадочными толщами среднего и верхнего палеозоя.

В этой впадине в течение 1960—1982 гг. завершено глубокое бурение 27 скважин суммарной проходкой более 70 тыс. м. Кроме того, ряд скважин глубиной 1,5—2,0 км пробурен с гидрогеологическими целями. Глубокое бурение проведено на площадях Фрунзенской, Серафимовской, Панфиловской, Беловодской, Сосновской, Чалдоварской и Западно-Чалдоварской, в среднем по 3 площади на тысячу км² нефтегазоперспективных земель.

Фрунзенская опорная скв. 1 заложена в западной части Предкиргизского прогиба в зоне намечающегося перегиба слоев по данным сейсморазведочных работ. Бурение скважины окончено в 1962 г. при забое 3002 м. Скважиной вскрыты четвертичные и неоген-палеогеновые отложения. На глубине 2886 м она вошла в терригенные красочные породы, отнесенные И. А. Левиным и др. (1974) к каракистанской свите карбона. Скважина не опробована по техническим причинам. В процессе бурения по керну и шламу нефтегазопроявлений не было.

Серафимовская антиклиналь выявлена геологической съемкой и расположена в восточной части Предкиргизского прогиба. В результате проведенных в 1958 г. и 1961 г. сейсморазведочных работ получены общие сведения о морфологии и глубине залегания поверхности фундамента, причем предполагалось, что глубина залегания палеозойских пород здесь не превышает 1000 м. Однако первая структурная скв. 1-А, пробуренная в 1962 г. до глубины 1031,8 м, не вышла из соленосных отложений неогена. В 1962 г. на далеком погружении северо-восточного крыла Серафимовской антиклинали заложена параметрическая скважина 1-П. При забое 3010 м скважина не вышла из нижне-неогеновых отложений и тем самым не подтвердила глубину залегания кровли палеозоя по данным полевой геофизики. В 2,3 км южнее скв. 1-П в предполагаемом своде структуры была заложена поисковая скв. 4. При забое 3005 м скв. 4 не вышла из отложений нижне-серафимовской подбиты, хотя по геофизическим данным глубина залегания палеозоя оценивалась в 1750 м. В 1 км к западу от скв. 4 пробурена скв. 2. При забое 3332 м скв. 2 закончена бурением в отложениях верхнего палеозоя. В процессе бурения скв. 2 с глубины 2850 м и до забоя (3332 м) неоднократно отмечалось разгазирование глинистого раствора. По газовому каротажу в интервале 2890—3331 м отмечены аномальные участки с газонакоплениями до 1,4% с преобладанием тяжелых углеводородов. В скв. 2 испытано 10 объектов. Из

всех испытанных интервалов получены притоки пластовых вод дебитом до $6,5 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Бурением установлено, что глубинное строение площади во многом определяется наличием мощной соленосной толщи серафимовской свиты, породы которой, с одной стороны, могли обусловить явление диапиризма, с другой существенно затрудняли интерпретацию данных сейсмических исследований подсолевой структуры. В $0,5 \text{ км}$ к юго-западу от скв. 2 пробурена скв. 3, ликвидированная при забое 3470 м , а к северо-западу от скв. 2 в $1,5 \text{ км}$ пробурена скв. 5, которая при забое 2721 м также ликвидирована по техническим причинам. В этом районе полный разрез был пройден по соляному диапиру скв. 6 и вскрыты гранит-порфиры предположительно девонского возраста на глубине 4210 м . После цикла сейсморазведочных работ КМПВ и МОВ и тематических исследований (А. Д. Павленкин и др.) была заложена скв. 7 в $1,2 \text{ км}$ к северо-западу от скв. 5, которая при забое 3973 м вскрыла палеозойские граниты. В ходе опробования получены притоки воды с дебитом до $5,4 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Беловодская площадь находится в центральной части Предкиргизского прогиба. Здесь выделен гравитационный максимум, обусловленный, как предполагалось, антиклинальным перегибом каменноугольных отложений, что послужило обоснованием для заложения параметрической скв. 2П в центральной части максимума. При забое 3332 м скв. 2П вскрыла весь комплекс кайнозойских осадочных образований. С глубины 3160 м скв. 2П вскрыла средне-верхнекарбонные отложения, представленные переслаивающимися зеленовато-серыми и красноцветными песчаниками и алевролитами. В результате испытания 6 объектов кайнозойских отложений получены притоки пластовых вод дебитом $0,05—1,28 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Панфиловская площадь расположена в западной, наиболее погруженной и перспективной части Предкиргизского прогиба. Здесь отмечен интенсивный гравитационный максимум и антиклинальный перегиб с амплитудой $250—300 \text{ м}$ на глубине $2500—2800 \text{ м}$ как по отражающим, так и по преломляющим опорным горизонтам. По результатам детальных сейсморазведочных работ МОВ $1965—1966 \text{ гг}$. (А. Д. Павленкин и др.), Панфиловское поднятие рисуется в виде антиклинальной складки северо-восточного простирания длиной до 12 км при ширине до 4 км . Крылья складки падают под углом $8—10^\circ$. Сравнение данных сейсморазведки МОВ и гравиразведки показало их хорошее соответствие. В центральной сводовой части Панфиловской структуры заложена скв. 1. При забое 2521 м в отложениях киргизской свиты скв. 1 ликвидирована по техническим причинам. В 30 м от скв. 1 была заложена скв. 3. На глубине $3920—4540 \text{ м}$ скважиной вскрыты средне-верхнекарбонные отложения, представленные переслаивающимися красноцветными песчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. В процессе испытания палеозойских отложений скв. 3 ликвидирована по техническим причинам. Затем на южном крыле Панфиловской антиклинали в 650 м южнее скв. 3 заложена скв. 2. С глубины 4000 м и до забоя (4623 м) скв. 2 вскрыла палеозойские отложения, аналогичные скв. 3. В скв. 2 испытано 7 объектов в разрезе палеозойских и кайнозойских отложений. При опробовании получены притоки пластовых вод дебитом от $0,3$ до $5,3 \text{ м}^3/\text{сут}$ с растворенным горючим газом.

Сосновская структура находится на юге центральной части Предкиргизского прогиба, по неогеновым отложениям представляет собой антиклинальную складку субширотного простирания размером $10 \times 4 \text{ км}$. Наличие антиклинального перегиба по верхнепалеозойским отложениям подтверждено меридиональным профилем КМПВ. В центральной сводовой части Сосновского поднятия заложена поисковая скв. 1, которая при забое 3460 м вскрыла весь разрез кайнозойских отложений, и с глубины 2890 м скв. 1 вошла в палеозойские отложения,

сложенные темно-бурыми андезитами и темно-серыми туфопесчаниками. В процессе бурения по керну и шламу нефтегазопроявления не отмечались.

Чалдоварская площадь находится в западной части Прикиргизского прогиба. В 1979 г. в северо-восточной части Чалдоварского гравитационного максимума заложена параметрическая скв. 1П. Скважина 1П закончена бурением при забое 4538 м в палеозойских отложениях. После опробования палеозойских отложений пластоиспытателем и получения притоков пластовых вод скв. 1П ликвидирована по геологическим причинам.

Западно-Чалдоварская площадь подготовлена к глубокому бурению в 1980 г. сейсморазведочными работами МОГТ в комплексе с параметрическим бурением (скв. 1П Чалдовар). В сводке антиклинали в 1981 г. заложена параметрическая скв. 2П для изучения перспектив нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений. После опробования палеозоя и кайнозоя ликвидирована по геологическим причинам. Бурение на этой площади без значительных успехов было продолжено и в последующие годы.

Приведенные подробные сведения о результатах поисков залежей нефти и газа на семи площадях, расположенных в наиболее перспективной погруженной части впадины, свидетельствуют, по нашему мнению, о весьма низких перспективах Восточно-Чуйской впадины и нецелесообразности продолжения здесь глубокого бурения, проводившегося более 20 лет.

В Иссыккульской впадине площадь наиболее перспективных земель в восточной части несколько превышает 2 тыс. км², в осевой части впадины подошва кайнозойских отложений залегает на глубине 3,5—5,5 тыс. м. Глубокое бурение проводилось здесь на пяти площадях: Большой Оргоchorской, Сухохребтинской, Тасминской, Шалбинской, Нововознесенской. Кроме того, бурение проводилось на северном побережье Иссык-Куля на Чалпанатинской площади и на западном побережье озера на Рыбачинской площади. В целом на нефть и газ во впадине пробурено всего 20 глубоких скважин и 10 скважин глубиной 1,5—2,0 км на термальные воды.

Большая Оргоchorская площадь расположена в западной части восточной прибрежной зоны, вблизи оси максимальных прогибаний. Складка выявлена при геологической съемке, по максимуму силы тяжести, позднее подтверждена сейсмическими исследованиями КМПВ и МОВ. В сводной части структуры пробурено три скважины, одна из них (№ 3) до глубины 5013 м.

Сухохребтинское поднятие расположено в северо-восточной части впадины у восточного замыкания озера. Оно исследовано сейсморазведкой КМПВ и МОВ, здесь пробурены четыре глубокие скважины с максимальной глубиной 4218 м. Несколько восточнее размещено Тасминское поднятие, где также пробурены три скважины глубиной 3750—4300 м. Все скважины вскрыли кайнозойские красноцветные отложения и палеозойские кварцевые порфиры. При испытаниях и в процессе бурения признаки нефтегазоносности не установлены, получены притоки воды дебитом в единицы м³/сут.

Осадочные палеозойские отложения вскрыты в параметрических скважинах на Нововознесенской и Шалбинской площадях на удалении 4—8 км от Терсей-Алатау на глубине до 4990 м. Однако во всех испытанных интервалах получены дебиты воды от 0,3 до 4,5 м³/сут, в остальных районах палеозойские отложения представлены гранитами и кварцевыми порфирами.

Представляется, что проведение геофизических работ и глубокого бурения в Иссыккульской впадине вполне достаточно для заключения о незначительных перспективах нефтегазоносности этой впадины. В юго-восточных районах впадины целесообразно изучать ОГТ зоны развития палеозойских осадочных толщ. Продолжение бурения единич-

ных поисковых скважин представляется целесообразным здесь только на палеозойских антиклиналях, надежно закартированных ОГТ.

Нарынская впадина изучена существенно меньше, здесь выполнены отдельные рекогносцировочные сейсмические профили и на четырех структурах, закартированных геологической съемкой (Нарынской, Чолоккаинской, Карабукской и Куртской) проведено бурение пяти параметрических скважин. На Нарынской антиклинали в центральной части впадины скв. 1-П в интервале 3400—4200 м прошла по известнякам карбона. На Чолоккаинской площади в западной части впадины скв. 6 на глубине 2312 м вскрыла андезитовые порфириды, аргиллиты и известняки карбона, а с глубины 3930 до 4126 м (забой) прошла по верхнедевонским известнякам. На этой скважине при испытаниях получены притоки воды дебитом 86,4 м³/сут. На Карабукской площади вблизи южного борта впадины ликвидированная по техническим причинам скважина 2-П с глубины 3050 до 3090 м (забой) вскрыла юрские терригенные отложения. На Куртской площади в северной части Нарынской впадины с глубины 3377 м по 3567 скв. 4-П вскрыла известняки и алевролиты палеозоя.

Полученные результаты бурения с учетом данных КМПВ о глубинах залегания фундамента в Нарынской впадине свидетельствуют, что в этой впадине широко развиты палеозойские морские осадочные отложения, перекрытые на части площади юрскими терригенными отложениями. В палеозойских отложениях, судя по большим притокам воды, существует достаточно емкостное пространство. Большая нижняя часть континентальных олигоцен-неогеновых отложений представлена глинистыми толщами, которые, по крайней мере для южной половины впадины могут рассматриваться как региональная экранирующая толща.

Сопоставление результатов бурения с данными КМПВ показало, что известняки карбона, вскрытые скв. 1-П на глубине 3400 м, характеризуются $V_T=5,6$ км/с и приняты за фундамент ошибочно. В то же время на отдельных участках впадины этот горизонт погружен до 8,0 км. Это свидетельствует о весьма больших глубинах залегания фундамента в Нарынской впадине. Весьма интересно, что девонско-каменноугольное развитие области к югу от линии Николаева представляется достаточно благоприятным для нефтегазонакопления. Девонская красноцветная формация, по данным М. И. Александровой и Е. Н. Сизовой (6), здесь представлена фациями приморских наклонных равнин и прибрежно-морского пояса и сложена кварцевыми, хорошо отсортированными песчаниками с горизонтальной слоистостью. Среди фаменских и нижнетурнейских отложений бортов Нарынской впадины преобладают сероцветные терригенные отложения мощностью до 1000 м. В отложениях верхнего турне — нижнего визе отмечаются известняки и мергели глубоководной фации некомпенсированного прогиба, ограниченные с юга «Молдотауским барьерным рифом». Выше лежащие известняки среднего визе — башкира имеют мощность до 2000 м. Если аналогичный разрез развит под отложениями кайнозоя Нарынской впадины, перспективы нефтегазонаосности этого района более реальны по сравнению с Восточно-Чуйской и Иссыккульской впадинами.

В Нарынской впадине рекомендуется проведение работ ОГТ по системе региональных и поисковых профилей для выяснения областей развития юрских и палеозойских слабодислоцированных отложений и выявления в этих толщах антиклинальных ловушек как объектов для поискового бурения.

В рассматриваемых ниже впадинах нефтегазопроисковые работы еще не проводились. Атбашинская впадина располагается к югу от Нарынской и отделена от нее хребтами Байбучатау, Каратау и Нарынтау. Атбашинская впадина вытянута согласно Нарынской. Разделяющие их хребты имеют ширину менее 10 км и представляют собой горст, сложенный в основном известняками карбона. С юга впадина ограничена Атбашинским хребтом, осевая часть которого сформирована горстом до-

кембрия. Выполнена впадина, по-видимому, орогенным континентальным комплексом с частичным участием юрских терригенных толщ.

Представляется целесообразным Атбашинскую и Нарынскую впадины вместе с разделяющими их хребтами рассматривать как единый объект нефтегазопромысловых работ, основной перспективный комплекс которого выведен на поверхность в разделяющем их горсте. Всю перспективную территорию впадины необходимо изучать сеть профилей ОГТ, по результатам которой следует наметить объекты для детализации, подготовки структур по палеозойским отложениям и заложения глубоких скважин.

Таласская впадина широтной узкой полосой протягивается в западной части Северной Киргизии между хребтами Таласским Алатау на юге и Киргизским на севере. Минимальные отметки рельефа здесь около 1200 м. Хребты, окружающие впадину, сложены породами протерозоя. Вероятно, во впадине под молассами развиты каменноугольные отложения, которые установлены в прилегающих с запада районах Чу-Сарысульской впадины.

Таласская впадина расчленена многочисленными разломами на блоки. Подошва континентальных моласс неогена залегает здесь в наиболее погруженных блоках на глубинах до 4 км. В связи с отсутствием морских и озерных отложений и нарушенностью разломами эта впадина, по нашему мнению, не представляет интереса для нефтегазопромысловых исследований.

Аксайская впадина находится вблизи границы с КНР между хребтами АТбаша и Кокшаал. В юго-западной части впадины размещается оз. Чатыркель. В отличие от других впадин здесь в бортовых зонах известны позднепалеозойские гранитоиды, а в западной части вблизи озера Чатыркель обнажаются юрские угленосные толщи с линзами мергелистых известняков мощностью до 1300 м. Низы кайнозойской толщи по бортам впадины представлены палеогеновыми базальтами и туфами мощностью менее 100 м. Они перекрыты орогенными континентальными молассами неоген-четвертичного возраста, которые смяты в складки с углами падения до 10—20°. В осевой части впадины закартирована линейно-вытянутая система антиклиналей с выходами отложений олигоцена. Перспективы нефтегазоносности впадины, видимо, следует связывать с юрскими отложениями и возможным развитием морских палеогеновых отложений в закрытых районах. Здесь целесообразно проведение региональных нефтегазопромысловых исследований.

Алайская впадина с отметками 2400—3200 м разделяет Алайский хребет Южного Тянь-Шаня и Заалайский хребет Северного Памира. Она представляет собой грабенвидную седловину, связывающую Южно-Таджикскую впадину с Таримской. Днище впадины выполнено позднечетвертичными и голоценовыми осадками аллювиально-пролювиального и моренного генезиса. По бортам впадины в отдельных обнажениях закартированы триасовые эффузивы, нижне-среднеюрские терригенные и верхнеюрские гипсоносные толщи. Меловые разрезы здесь представлены красноцветами неокон-апта мощностью до 900 м, песчаниками альба и сеномана (400 м), морскими сероцветами сеномана — маастрихта (700 м), сложенными терригенными тонкозернистыми отложениями, известняками и гипсами. Палеогеновые отложения весьма схожи с ферганскими разрезами и сформированы в едином морском бассейне. Мощность неоген-четвертичных отложений, видимо, не превышает 1500 м. Разрезы впадины весьма благоприятны для нефтегазонакопления, здесь целесообразно проведение системы профилей ОГТ и последующее глубокое бурение.

Таким образом, в числе межгорных впадин Киргизии Нарынско-Атбашинская, Аксайская и Алайская — объекты, заслуживающие проведения глубокопогруженных залежей нефти и газа в палеогеновых, юрских и палеозойских отложениях, с которыми в смежных с СССР западных районах КНР связаны промышленные месторождения нефти и газа.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Одна из важных и актуальных проблем современных наук о Земле — выяснение взаимосвязи поверхностных и глубинных структур, анализ особенностей глубинного строения и их влияния на размещение месторождений полезных ископаемых. Основная информация о строении земной коры и верхней мантии получается в результате геофизических, прежде всего сейсмометрических исследований. Поэтому, изучая перспективы нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов Средней Азии, необходимо обсуждать эти вопросы на фоне установленных особенностей строения земной коры и верхней мантии региона. Вполне очевидно, что на опыте Средней Азии нельзя пытаться выявить закономерности связи нефтегазоаккумуляции и глубинного строения в полном объеме или даже в значительной мере. Для этого требуются широкие исследования по многим регионам. Представляется, однако, что каждый небольшой шаг в решении этих сложных вопросов заслуживает внимания.

При изучении строения земной коры и верхней мантии в рассмотрении вовлекаются большие глубины. Выделяемые при этом обширные специфические области часто заметно крупнее, чем их приповерхностные эквиваленты. В этом разделе мы несколько выйдем за пределы непосредственно Средней Азии, привлекая для обсуждения некоторые данные по Казахстану и смежным зарубежным районам.

Изучение строения земной коры и верхней мантии Средней Азии и Казахстана имеет длительную историю и было начато в послевоенные годы под руководством Г. А. Гамбурцева, Ю. Н. Година и Д. Н. Казанли. Материалы исследований ГСЗ по профилям и сводные построения по отдельным регионам неоднократно публиковались в 60—70-х годах по Средней Азии И. П. Косминской, Н. А. Беляевским, Б. С. Вольвовским, И. С. Вольвовским, Р. Г. Гарецким, А. Е. Старобинцем, А. В. Егоркиным, по Казахстану — А. Н. Антоненко, А. А. Поповым, Н. Я. Куниным, М. Д. Морозовым. В 70-х годах опубликованы многие работы Т. А. Акишева, Б. А. Хрычева, В. А. Циммера, Р. А. Эйдлина, Б. Б. Таль-Вирского, И. Х. Хамрабаева, Ф. Х. Зуннунова и др. В этот период выполнен ряд обобщений с привлечением данных невзрывной сейсмологии И. Л. Нерсесовым и др., Е. М. Бутовской, В. А. Паком и др., Р. А. Эйдлиным, М. С. Эренбургом и др., Ф. Н. Юдахиним и др. Материалы публикаций до начала 1983 г. и многие новые результаты исследований производственных организаций учитывались при наших обобщениях.

По состоянию изученности на начало 1983 г. на территории Средней Азии и Казахстана общей площадью 4 млн. км² выполнено около 16 тыс. км профилей ГСЗ — КМПВ по полным системам прямых, встречных, нагоняющих годографов длиной до 300—500 км, на которых обеспечено надежное прослеживание преломленных волн от поверхности верхней мантии (Мохоровичича) в первых вступлениях. Здесь

выполнено также несколько профилей с получением годографов длиной 500—1000 км и более мощных промышленных взрывов, характеризующих строение верхней мантии.

В рассматриваемых регионах имеется более 10 тыс. км профилей КМПВ с длиной годографа 50—150 км, где обеспечена непрерывная корреляция (близкая к фазовому прослеживанию) докритических отраженных волн от поверхности М во вторых вступлениях. При этом по ряду профилей получены системы по двух-трехкратным перекрытиям глубинных отраженных волн. Во всех вышеупомянутых работах шаг регистраторов по профилям наблюдений составлял 0,1—0,2 км, изредка реже, что обеспечило чрезвычайно высокую детальность полученной информации. При шаге регистраторов от 1 до 10 км с использованием методических приемов взрывной и невзрывной сейсмологии в регионе получено более 12 тыс. км профильных разрезов коры и верхней мантии. На ряде участков сейсмоактивных регионов выполнены детальные площадные исследования методами сейсмологии землетрясений с использованием отдельных взрывов. В целом исследования земной коры и верхней мантии Средней Азии и Казахстана отличаются широким разнообразием использованных методических подходов, высокой детальностью регистрации на большинстве профилей и весьма значительной плотностью наблюдений, которая составляет без учета съемок свыше 13 пог. км на каждую тысячу км².

Такая плотность наблюдений, по-видимому, самая высокая в СССР и за рубежом, а объем информации, например, о рельефе поверхности М к началу 80-х годов в рассматриваемом регионе соизмерим с той информацией о рельефе поверхности фундамента закрытых районов, которая получена к середине 60-х годов. Как показывает опыт, такой объем информации достаточен для выработки достоверных выводов.

Подробный анализ и освещение полученных результатов изучения строения земной коры и верхней мантии заслуживает специального подробного обсуждения. Ниже мы рассмотрим лишь отдельные аспекты проблемы, тесно связанные с особенностями глубинного строения и развития нефтегазоперспективных осадочных бассейнов.

При оценке строения земной коры и верхней мантии в настоящее время стало очевидным, что межрегионально трассируются только две опорные границы: поверхность фундамента и поверхность М. Поэтому при освещении строения земной коры ниже мы будем использовать главным образом характеристики этих границ: глубины их залегания (H_f и H_m), граничную скорость преломленных волн, среднюю скорость продольных волн в вышележащей толще, а также характеристики, которые определяются непосредственно по этим параметрам опорных границ.

К таким характеристикам относятся прежде всего мощность магматоморфической земной коры (ММЗК), оцениваемая как разность отметок поверхностей М и фундамента. Эта величина наиболее полно отображает общие особенности земной коры. Общий состав земной коры отображает величина среднепластовой скорости в толще ММЗК. Однако этот параметр определяется редко и со значительной погрешностью. Наиболее строгие его оценки возможны лишь по данным отраженных волн с близвертикальным падением лучей. Такие оценки в рассматриваемом регионе выполнялись в единичных случаях. Путь лучей при регистрации глубинных отраженных волн на больших удалениях от пунктов взрыва и при регистрации глубинных волн, по принципу Ферма, закономерно пролегает по траекториям, обогащенным высокоскоростными включениями. Поэтому значения среднепластовых скоростей в ММЗК, полученные по таким данным, неизбежно будут осложнены погрешностями неопределенной величины. В связи с этим оценки величины $V_{пл}$ ММЗК применяются лишь при выяснении самых общих тенденций. Для качественных оценок состава земной коры и верхней мантии более других величин мы используем значения V_r по поверхностям Ф и М.

Для характеристики общего устройства земной коры нами были использованы качественные взаимоотношения форм рельефа поверхностей Φ и M . Их согласованность и однотипная дислоцированность, по-видимому, означают, что ММЗК подвергалась воздействию тектонических процессов как несжимаемое тело, кровля и подошва которого деформировались без изменения или с незначительными изменениями внутреннего строения. Широко распространены обратные взаимоотношения форм рельефа верхней и нижней поверхностей ММЗК. Одна из таких разновидностей обратных взаимоотношений (первого рода) двояковыпуклая или «корни кор» связывается обычно с процессами наращивания ММЗК снизу в ходе орогенеза. Другая разновидность обратных взаимоотношений (второго рода) — это выступы поверхности M под впадинами Φ или утонение земной коры в зонах рифтов — обычно объясняются преобразованием (утонением) ММЗК при растяжении или при погружении. Иные виды взаимоотношений рельефа поверхностей Φ и M и их возможные причины изучены весьма слабо.

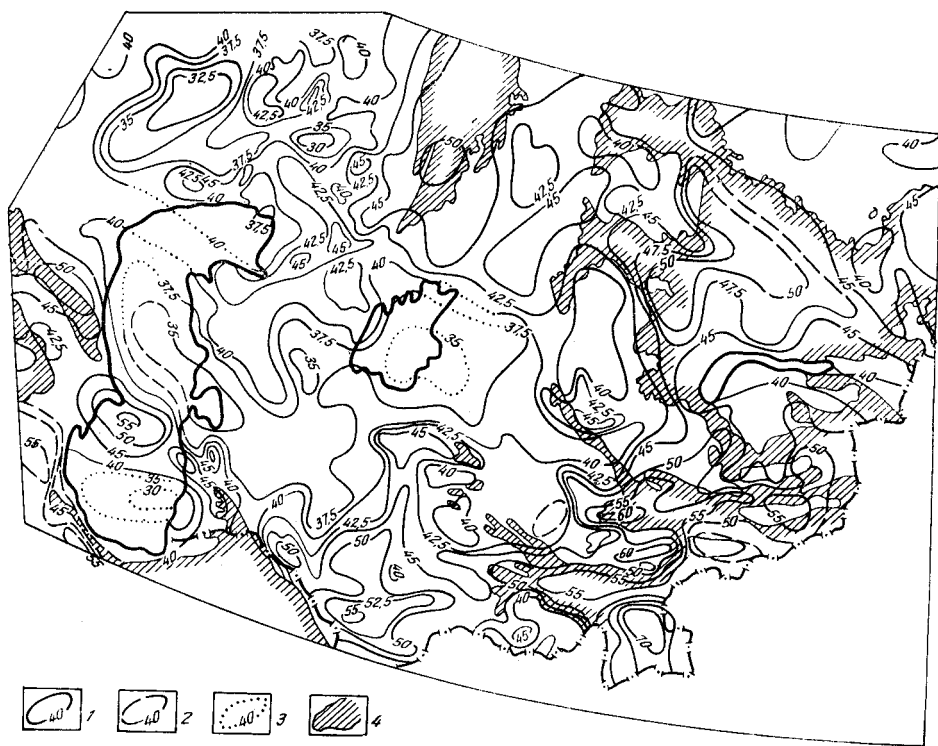


Рис. 43. Схема рельефа поверхности верхней мантии Средней Азии и прилегающих территорий. Составили авторы, а также Э. Р. Шейх-Заде, Т. А. Акишев, Р. А. Эйдлин.

1—3 — линии равных глубин поверхности M : 1 — построение по данным профильных наблюдений, 2 — по редкой сети данных, 3 — на основе корреляционных оценок, ориентировочные, 4 — выходы фундамента на поверхность.

При обсуждении строения земной коры многие исследователи большое внимание уделяют соотношению мощности «гранитного» и «базальтового» слоев, или других слоев трех — пятислойного расчленения земной коры. Анализ имеющихся данных показывает, что соотношение мощностей различных слоев, как и само их выделение, не могут быть осуществлены на основании единых критериев в обширном регионе. Сама горизонтальная расслоенность земной коры (но не общее нарастание скорости упругих волн с глубиной) крайне дискуссионна. Поэтому, предполагая, что выделение «слоев» в земной коре недостаточно надежно, выяснение закономерностей их соотношений, по нашему мнению, некорректно и ниже не обсуждается.

Рельеф поверхностей верхней мантии в пределах Средней Азии и

Казахстана и прилегающих регионов отличается перепадом глубин от менее 30 км до более 70 (рис. 43). В то же время отметки рельефа поверхности фундамента варьируют от +7 км до -30. Таким образом, общий перепад глубин поверхностей Ф и М является соизмеримым.

Большая часть рассматриваемой территории (75—80%) характеризуется глубинами поверхности М от 40 до 50 км. Этот уровень глубин верхней мантии может рассматриваться как некоторый нормализованный стандарт для внутриконтинентальных регионов вообще и Средней Азии в частности. На этом фоне в рельефе поверхности верхней мантии рассматриваемых регионов намечается 11 крупных областей поднятий и прогибов (рис. 44).

Рассмотрим вначале крупнейшие положительные морфоструктуры мантии. Прикаспийско-Предуральская область поднятий верхней мантии (I) охватывает районы центральной и западной внутренней части

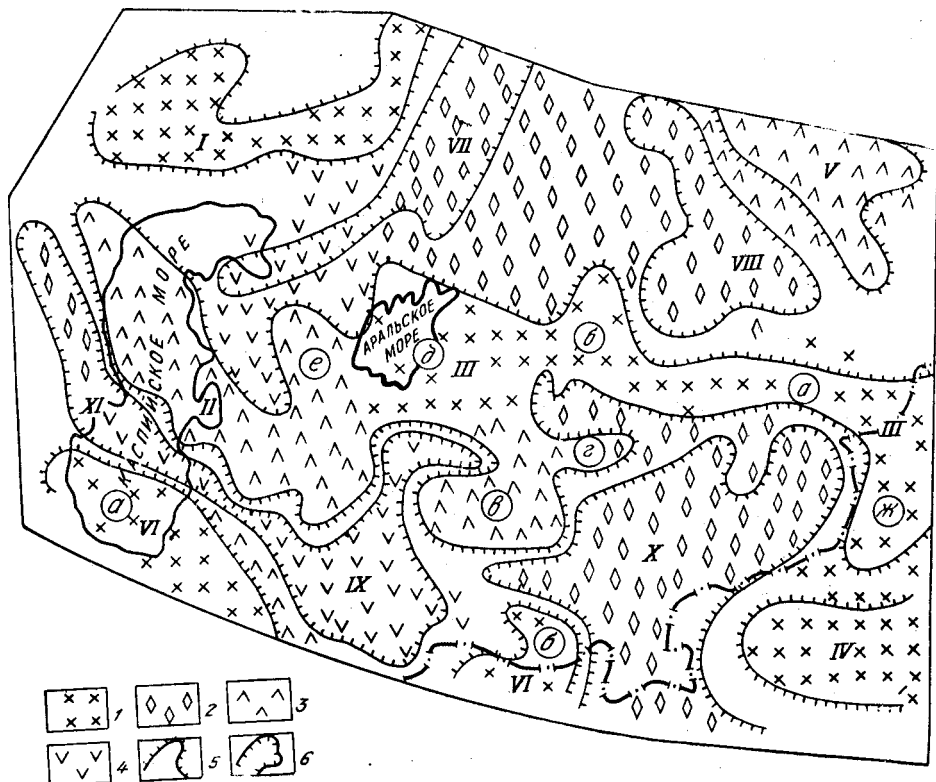


Рис. 44. Схема основных элементов строения литосферы Средней Азии и прилегающих территорий.

1 — выступы мантии и прогибы фундамента, 2 — прогибы мантии и выступы фундамента, 3—4 — согласное поведение поверхности мантии и фундамента, 5—6 — основные морфоструктуры поверхности М (наименования в тексте).

Прикаспийской впадины, южные ванны и западные склоны Предуральского прогиба, имеет общую юго-западную вытянутость и длину 1000 км. H_m здесь варьирует от 30 до 40 км, обнаруживая четкие обратные соотношения второго рода с рельефом поверхности Ф. Центральнo-Каспийско-Каракумский выступ верхней мантии (II) имеет вид широкого вытянутого к северо-западу неправильного овала протяженностью по длинной оси около 1200 км. Отметки М здесь имеют величины —34—40 км. Для этой области характерны четкие согласные формы рельефа поверхности Ф и М. Балхашско-Аральская система выступов верхней мантии (III) вытянута широтно более чем на 2000 км и залегает на глубине 35—40 км. Каждый из выступов, входящий в эту зону, установлен вполне достоверно, однако их контуры и сочленение

намечены приближенно. Балхашский выступ (а) контрастно выделяется отметками поверхности М—37—40 км в районе одноименного озера, откуда к северу и югу установлено четкое погружение мантии до глубины 50 км и более. Плосковерхие выступы мантии с отметками—38—40 км установлены в северной части Чу-Сарысуьской впадины (б), а также в Центральных Кызылкумах (в). В этом районе, по оценкам многих исследователей, на нескольких участках глубины поверхности М уменьшаются до 34—35 км. Аральский (д) и Чулактауский (е) выступы мантии намечены по небольшому объему сейсмических данных, а Центрально-Устюртский выступ (е) установлен по двум профильным сечениям. Указанная система выступов протягивается от Синьцзянского (ж) до Центрально-Каракумского.

Все эти выступы совместно формируют широтное Центрально-Туранское поднятие мантии, являющееся, по-видимому, крупнейшей мантийной структурой региона. Центрально-Туранское поднятие мантии отделяет сооружение Тянь-Шаня, Памира и прилегающих равнин от структур Урала и Центрального Казахстана, что необходимо учитывать при тектоническом районировании региона.

К северу от Центрально-Туранского поднятия преобладают регионы фемическо-салической земной коры с меридиональными (Урал, Улутау) или северо-западным простираем систем горных хребтов (Чингиз-Калба), обрамляющих мозаично-блоковый ансамбль структур Центрального Казахстана. К югу от Центрально-Туранского поднятия мантии доминируют регионы с преобладающей салической земной корой, с субширотным или северо-восточным простираем хребтов Тянь-Шаня и Памира. Лишь некоторые из них вытягиваются вдоль глубинных разломов на северо-запад (Каратауский, Ферганский). Вместе с тем Центрально-Туранское поднятие мантии существенно неоднородно. По соотношению рельефа поверхностей Ф и М оно разделяется на две области, граница между которыми примерно располагается по зоне Урало-Оманского линейного элемента. В пределах Балхашско-Аральской системы выступов соотношение форм рельефа фундамента и мантии изменчиво, но преобладают обратные связи второго порядка. В западной части Центрально-Туранского поднятия выступам мантии четко отвечают выступы фундамента (Карабогазский, Центрально-Каракумский и Центрально-Устюртский).

Помимо рассмотренных, общие поднятия верхней мантии, характеризующиеся глубинами ее залегания в 40 км и менее, установлены по ближайшей периферии рассматриваемого региона в Таримском (IV), Омско-Барнаульском (V) и Южно-Притуранском (VI) выступах верхней мантии. В состав последнего мы объединяем Южно-Каспийское (а) и Южно-Таджикское (б) поднятия верхней мантии.

В пределах Средней Азии и прилегающих регионов выделяются крупные прогибы поверхности М с ее погружением в центриклиналях свыше 50 км. К северу от Центрально-Туранского поднятия установлены Уралтауский (VII) и Центрально-Казахстанский (VIII) прогибы мантии. Эти области в мезозое и кайнозое характеризовались относительно спокойным тектоническим режимом, близким к платформенному, их неотектонические дислокации невелики. Аномальное погружение поверхности М, очевидно, следует увязывать с процессами геосинклинального режима и интенсивной тектоно-магматической переработки, которую претерпели эти области в палеозое. В этих прогибах поверхности мантии, как и в разделяющем их Тургайском погружении, установлены обратные связи соотношения рельефа поверхностей Ф и М первого рода. К югу от Центрально-Туранского поднятия мантии размещаются Амударьинский (IX), Памиро-Тяньшаньский (X) и Кавказский (XI) прогибы мантии, где глубина поверхности М составляет 50 км и более.

Амударьинский прогиб верхней мантии (до глубины 45 км) отличается общей согласованностью рельефа поверхностей Ф и М и равнинным рельефом. Указанные погружения поверхности мантии до глу-

бины 50—56 км, очевидно, происходят без какого-либо влияния неотектонических дислокаций или орогенеза.

Более значительные погружения поверхности М до глубин 55—60 км и даже 65—75 км четко коррелируются с интенсивным орогенезом и установлены в Памиро-Тяньшаньском прогибе верхней мантии. Характерно, однако, что этот прогиб охватывает не всю эпиплатформенную орогеническую область Центральной Азии, а установлен только под хребтами Восточного Тянь-Шаня и Памира и относительно локализован.

Анализ материалов о рельефе поверхности М показывает, что широко распространенные представления о быстрой изменчивости ее положения и обусловленности неотектоническими дислокациями не следует рассматривать как убедительно доказанные. На равнинах Средней Азии перепады глубин поверхности М превосходят 25 км и обусловлены особенностями развития в домезозойское время, т. е. более 200—250 млн. лет.

Центральный Казахстан, Северный и Срединный Тянь-Шань идентичны по глубинам поверхности М, хотя их неотектоническое развитие существенно различно. Как показывает анализ соотношений рельефа поверхностей Ф и М, обширный регион запада Туранской плиты (а также прилегающие районы Каспия и Южной Эмбы), включающий выступы и впадины поверхности М с амплитудой колебаний ее глубин более 20 км, характеризуется прямым соотношением форм рельефа поверхностей Ф и М. Обратные соотношения первого рода установлены для Памира и ряда широтных хребтов Восточного Тянь-Шаня. Обратные соотношения первого рода характерны для Прикаспийской, Южно-Каспийской, Южно-Таджикской впадин и в меньшей мере для Арало-морской и Чу-Сарысуьской впадины. Менее уверенно такие соотношения намечаются для более восточных районов Центрально-Туранского поднятия мантии.

Рассмотрим теперь особенности изменения на территории Средней Азии и Казахстана мощностей магматоморфической земной коры (ММЗК). Этот параметр изменяется в широких пределах: от 12—15 км в осевых частях Прикаспийской и Южно-Каспийской впадин до 50—70 км в Центральном Казахстане, Тянь-Шане, Памире. Вполне закономерные значения имеет мощность ММЗК на Туранской плите, варьирующая надминирующей ее части в интервале 30—40 км. Локальные увеличения до 45—46 км отмечены в осевой части Мургабской впадины, а локальное уменьшение до 25 км отмечено в центральной части Аральского моря. Особенно четко границы Туранской плиты на западе очерчиваются изопакетом ММЗК 30 км.

Зона больших горизонтальных градиентов мощностей ММЗК проходит в целом субмеридионально по Туранской плите, примерно вдоль систем нарушений Урало-Оманского линеймента, к западу от которых мощности ММЗК варьируют от 30 до 35 км, а восточнее — 35—40 км. В западных районах Туранской плиты мощности ММЗК во впадинах и на склонах однотипны, в этих районах размещаются нефтегазовые районы Мангышлака, Бузачей, Устюрта, Северной Туркмении. Во впадинах востока Туранской плиты и в эпиплатформенной орогенической области (Чу-Сарысуьская, Среднесырдарьинская, Афгапо-Таджикская Ферганская и др.) в целом мощности ММЗК значительно меньше, чем в обрамлениях. Здесь также известны нефтегазовые районы.

Общий вещественный состав земной коры и верхней мантии региона может быть оценен главным образом по величинам граничных скоростей преломленных волн на поверхностях М и Ф, пластовым скоростям упругих волн в толще коры, мантии. Граничные скорости поверхности Ф на большей части Туранской плиты составляют 5,7—6,0 и 6,1—6,4 км/с, что свидетельствует об общем силикатном составе верхней части ММЗК на Туране. В восточных районах Туранской плиты отмечены сходные значения V_p^F . Это хорошо согласуется с данными бурения

о преобладании в рассмотренных районах магматитов кислого состава и незначительном развитии габброидов и более основных по составу магматических пород. Лишь в осевых частях двух крупных зон прогибания на Туране — в Амударьинской и Араломорской впадинах — граничные скорости по поверхности фундамента равны или превышают 6,5 км/с. Обращает на себя внимание принадлежность этих зон мафической ММЗК к системе структур Урало-Оманского линеамента. Такие области мафической земной коры характерна для Прикаспийской и Южно-Каспийской впадин. Весьма вероятно также развитие фундамента схожего состава в Арало-Каспийской системе прогибов.

Таким образом, в пределах рассматриваемых районов намечаются два массива салической земной коры. Один из них, больший, охватывает Памир, Тянь-Шань, большую часть Центрального и Южного Казахстана. Здесь ММЗК отличается значительной мощностью, огромными масштабами и полициклическостью рифейско-палеозойского гранитоидного магматизма, поля развития которого и отдельные батолиты четко картируются минимумами силы тяжести значительной интенсивности. Второй, меньший, массив салической земной коры размещается в западной части Туранской плиты, включает Карабогазский и Центрально-Каракумские своды, Южный Мангышлак, Арстановско-Барсакельмесский массив. Широкое развитие гранитоидов и других продуктов кислого магматизма в этой области, где нет обнажений фундамента, доказано не только данными геофизики, но и многочисленными глубокими скважинами. Выступам фундамента здесь отвечают положительные гравитационные аномалии Δg , а гранитоидные интрузии не отображаются контрастными аномалиями.

Салический массив Западного Турана практически со всех сторон окружен зонами высокоскоростного фундамента, сложенного в верхней части мафическими комплексами.

Граничные скорости верхней мантии региона варьируют в диапазоне от 7,8 до 8,4 км/с и свидетельствуют о ее значительной латеральной неоднородности. Характерно, что гистограммы V_T поверхности М, составленные для Прикаспийской впадины, Центрального Казахстана и Туранской плиты весьма схожи. В горных районах выделяются зоны повышенных и пониженных значений V_T^M . Утверждения о закономерном уменьшении V_T^M под горными районами Средней Азии справедливы только для части Северного Тянь-Шаня. Повышение значения $V_T^M = 8,3-8,4$ км/с характерны для массива Западного Турана.

Обращаясь к закономерностям связи областей нефтегазоносности с особенностями глубинного строения, легко видеть, что на Туранской плите основные области нефтегазонакопления приурочены к зонам ММЗК мафического состава и примыкающим к ним окраинам салических массивов. Внутренние районы последних не содержат значительных концентраций нефти и газа. Во всех случаях приуроченности областей нефтегазонакопления к зонам мафической ММЗК здесь установлено развитие обратных соотношений рельефа фундамента и поверхности М, эта первая закономерность связи глубинного строения и нефтегазонакопления проявляется в рассматриваемых регионах вполне отчетливо.

Анализируя четыре типа соотношений рельефа фундамента и мантии (рис. 44), можно наметить вторую важную закономерность взаимосвязей глубинного строения и нефтегазоносности. Наиболее нефтегазоперспективны области обратных взаимоотношений второго рода (антикорней) и области прямых соотношений с прогибанием. Малоперспективны области прямых соотношений и воздымания и бесперспективны области обратных соотношений первого рода (корни гор).

Указанные особенности характерны для рассмотренного обширного региона. Их целесообразно апробировать и на материалах по другим регионам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предпринятое выше рассмотрение новой информации о глубинном строении и перспективах поисков глубоко погруженных залежей нефти и газа показывает, что в различных регионах Средней Азии имеются значительные возможности для расширения базы нефте- и газодобывающей промышленности. Не повторяя выводов и рекомендаций, изложенных при рассмотрении регионов, сконцентрируем внимание на некоторых межрегиональных проблемах, важных для ориентации нефтегазопроисковых работ в Средней Азии в целом.

Главными областями концентрации поисков глубокопогруженных залежей нефти и газа должны быть крупнейшие ареалы длительных устойчивых прогибов, прилегающие к ним ступени и склоны поднятий. Здесь в ловушках на путях региональной миграции имеются оптимальные условия для аккумуляции и сохранения месторождений нефти и газа.

В пределах Туранской плиты и межгорных впадин Средней Азии можно наметить следующие крупные ареалы длительных устойчивых прогибов, в депозитрах которых, как показывают новые результаты глубинных исследований, закономерно развита мафическая континентальная земная кора.

1. Мургабский ареал, охватывающий южную часть Амударьинской впадины вместе с прилегающими участками Предкопетдагского, Бешкентского, Илимского и других прогибов. В этом регионе сформирована вторая (после Западной Сибири) база газодобычи СССР на основе разведенных залежей в отложениях нижнего мела, а также в юрских карбонатных толщах, главным образом, на Чарджоуской ступени. Крупные антиклинальные ловушки в меловых отложениях, юрские рифогенные и антиклинальные ловушки Бухарской и Чарджоуской ступени к настоящему времени в основном выявлены и опробованы. Поиски глубокозалегающих залежей в этом ареале ведутся в значительных поднятиях в юрских подсолевых карбонатных отложениях туркменской части Амударьинской впадины, а также в различных НАЛ в меловых и юрских отложениях на моноклиналиных склонах Предкопетдагского прогиба, в юрских карбонатных и терригенных отложениях Бешкентского прогиба. В указанном нами регионе возможны в перспективе промышленные открытия нефтяных и газоконденсатных залежей. Наибольший интерес для поисков глубокопогруженных залежей представляют юрские подсолевые карбонатные поднятия: Учаджинское (возможно, атолл длительного развития), Шатлыкское и Астанабабинское, крупные размеры которых и благоприятное положение на путях региональной миграции углеводородов позволяют рекомендовать здесь первоочередное заложение параметрических скважин глубиной 6,5—7,0 км.

Бешкентский прогиб, по обрамлению которого открыты Шуртанское, Култаское, Памукское и другие газовые месторождения в карбонатной юре,—также весьма интересный район для заложения сверхглубоких параметрических скважин. При их размещении необходимо

ского прогиба. Полученные в последнее время притоки нефти из морских терригенных отложений неокома — поздней юры в Южно-Тургайской впадине, несомненно, также связаны с Аральским ареалом, так как в иных регионах и к западу, и к северу, и к востоку, и к юго-востоку Южно-Тургайской впадины в юре и неокоме размещалась денудруемая суша. Указанный ареал, кроме площадей Юго-Западного Приаралья, слабо исследован бурением и современными модификациями сейсмометрии. Здесь рекомендуется завершить рекогносцировочные сейсмометрические исследования современными модификациями ОГТ и КМПВ в Южно-Аральской впадине и Северо-Восточном Приаралье.

Весьма интересным и неизученным крупным тектоническим элементом здесь является изометричное меловое Джусалинское поднятие, сформированное над юрско-триасовым Нижнесырдарьинским прогибом, видимо, унаследованно развивающимся во внутренней части позднепалеозойского осадочного бассейна. Выявление в 70-х годах Бузачинского нефтегазового района, являющегося определенным тектоническим аналогом Джусалинского поднятия, и новые открытия в Южно-Тургайской впадине требуют более оптимистической оценки перспектив нефтегазоносности Джусалинско-Нижнесырдарьинской зоны инверсионных сооружений.

Опоискование крупных антиклиналей в Южно-Тургайской впадине и акватории Арала может рассматриваться как традиционное, но ныне актуальное направление поисков. Первоочередной интерес представляют поднятия в акватории в зонах больших мощностей юрско-триасовой толщи и развития познеюрской покрывки, установленных по сейсмическим данным.

Весьма актуальным представляется также проведение бурения первых параметрических скважин на островах Арала, в Южном, Юго-Восточном Приаралье с выяснением состава и перспектив нефтегазоносности неоком-юрских и доюрских осадочных отложений.

Поиски НАЛ, главным образом в терригенных коллекторах юрских и доюрских толщ, с помощью сейсмостратиграфического анализа рекомендуется на склонах Актумсукской системы дислокаций, Куаныш-Коскалинского вала и Судочьего прогиба, связанных с региональными путями миграции углеводородов.

Выделение в осевой части Косбулакского прогиба позднеюрских некомпенсированных фаций позволяет выдвигать проблему поисков карбонатных банок и рифов в бортовых и центриклинальных участках прогиба с помощью сейморазведки ОГТ. При изучении ОГТ этого обширного прогиба, выполненного мощной толщей морских мезозойских отложений, необходимо изучить особенности сокращения мощностей юрских и меловых коллекторов на бортах с целью поисков НАЛ, а также провести эти поиски в песчаных коллекторах эоцена.

4. Южно-Таджикский ареал охватывает одноименную впадину и прилегающие участки Алайской. Здесь возможны весьма значительные открытия в подсоловых юрских толщах (см. гл. V).

Остальные впадины Туранской плиты и межгорных районов востока Средней Азии необходимо рассматривать как автономные области нефтегазонакопления, в которых перспективы поисков глубокопогруженных и иных залежей нефти и газа существенно более скромные, чем в указанных ареалах.

Использование сейсмостратиграфического анализа с учетом данных бурения позволило установить новые особенности развития Туранской плиты, важные как в аспекте закономерностей тектонического режима молодых плит, так и с позиции выяснения закономерностей нефтегазонакопления.

Установлено широкое развитие осадконакопления, не компенсировавшего прогибания. Намечаются четыре группы признаков такого осадконакопления: а) выделение фаций выстилания дна некомпенсированных водоемов; б) заполнение некомпенсированных впадин хемоген-

ными осадками; в) заполнение некомпенсированных водоемов терригенными клиноформами; г) развитие систем рифов вдоль обрамления некомпенсированных впадин. Указанные признаки формируются закономерно парагенетически связанными формациями. Картирование всех этих формаций по данным сейсмометрии, проведенной в Средней Азии, затруднительно в связи с ее пока еще недостаточно высоким уровнем, однако выявление одного из членов парагенетического ряда позволяет прогнозировать наличие закономерно связанных с ним компонент вертикального и латерального парагенеза.

В рамках такого подхода признаки некомпенсированного прогибания на Туранской плите обнаруживаются в девоне (доказанное соленакопление в Чу-Сарысуйской и, вероятно, в Среднесырдарьинской впадинах), в карбоне (Судочий прогиб, юг Аральской акватории, южное Приаралье, ограниченное с запада карбонатами Каракудукского поднятия), в перми (соленакопление в Чу-Сарысу, на севере Аральского моря, на северо-западе Устюрта), в триасе (Учкудук-Карынжарыкской впадине Южного Мангышлака), в юре (соленакопление в Амударьинской и Южно-Таджикской впадинах, в Чагалосорском районе Учкудук-Карынжарыкской впадины, некомпенсированные фации выстилания дна в осевой части Косбулакской впадины), в палеогене — вплоть до олигоцена (миоценовые соли севера Ферганы, клиноформы майкопа на Западном Устюрте и на Южном Мангышлаке). Несомненно, в результате повышения качества сейсмических материалов и выделения ансамблей слабых отражений при повсеместном переходе на цифровую регистрацию и обработку с восстановлением истинных амплитуд будут выделены новые комплексы некомпенсированного прогибания. Широкое развитие комплексов некомпенсированного прогибания, карбонатных и хемогенных формаций — специфическая особенность Туранской плиты.

Фации выстилания дна некомпенсированных водоемов являются типичными нефтематеринскими (доманиковые). Баженовская свита Западной Сибири также нефтемещающая. Поиски аналогов баженовской свиты на Туранской плите представляются вполне оправданными. Вместе с тем широко развиты некомпенсированные фации, весьма благоприятные для нефтегенеза. Распространение соленосных региональных покрывок благоприятствует развитию дальней миграции в подсолевых комплексах и длительному сохранению залежей нефти и газа от разрушения. Газовые месторождения под соленосными экранами выявлены лишь в Амударьинской и Чу-Сарысуйской впадинах. В других впадинах роль соляных покрывок как региональных экранов еще не подкреплена промышленными открытиями. Подсолевые отложения, как правило, характеризуется АВПД, что создает реальные предпосылки для сохранения коллекторских свойств при глубинах погружения на 5—6 км и более. Поэтому поиски новых глубокопогруженных месторождений целесообразно в первую очередь проводить в подсолевых толщах.

На Туранской плите намечается широкое развитие карбонатных формаций и рифогенных построек. В Чу-Сарысуйской впадине и на Северном Устюрте такие образования датируются поздним девонем — ранним карбоном. На южных склонах Южно-Эмбенского поднятия по аналогии с его северным склоном такие образования возможны в позднепалеозойских разрезах. Триасовые карбонаты развиты на Южном Мангышлаке, а юрские продуктивные установлены на огромной территории Амударьинской впадины. Изучение нефтегазоносности меловых карбонатов, также широко распространенных на Туранской плите, получит новый импульс в результате использования сейсмостратиграфического анализа.

Установлены новые принципиальные особенности геофизической характеристики Туранской плиты. На фоне общего прямого соответствия знаков аномалий силы тяжести и тектонических структур выде-

ляется несколько выразительных максимумов силы тяжести (Центрально-Аральской, Мургабской, Кафирниганской), которые приурочены к областям глубоких прогибаний поверхности фундамента. Естественная аналогия с Хобдинским, Аральским и Южно-Каспийским максимумами Δg в смежных регионах свидетельствует о приуроченности всех упомянутых максимумов силы тяжести к поверхности фундамента зон аномально высоких граничных скоростей продольных волн (6,5—7,2 км/с), свидетельствующих (как и высокие среднепластовые скорости в земной коре) о развитии здесь магмаметаморфической земной коры основного и ультраосновного (мафического) состава. Эти области приурочены к депоцентрам длительных прогибаний и не вовлекались ни на одном этапе формирования ПСЭ и осадочного чехла в общее поднятие. В зонах воздыманий на периферии этих областей установлено широкое развитие основных магматитов (Султанунздаг, пояса высоких V_T и магнитных аномалий вдоль Амударьи и в Бешкентском прогибе и т. п.), в целом не характерных для складчатых сооружений Тянь-Шаня и внутренних районов таких типичных для Туранской плиты регионов, как Карабогаз-Каракумский свод или Барсакельмес-Арстановский блок.

Области мафической земной коры особенно рельефно выделяются по аномалиям силы тяжести после их редуцирования за влияние осадочного чехла. Такие максимумы Δg , помимо упомянутых, приурочены к Каспийско-Аральской системе прогибов. Все области мафической земной коры отличаются относительной подвижностью и общей тенденцией к прогибанию по сравнению со смежными областями. Вдоль границ мафических областей формируются обособленные складчатые сооружения типа Горного Мангышлака, Актумсукской системы дислокаций. При рассечении мафических областей глубинными разломами вдоль них развиваются инверсионные прогибы (Арало-Кызылкумский и Хивинско-Унгузский вал).

Распространение и закономерности развития областей мафической земной коры в Средней Азии требуют дальнейшего изучения.

В пределах Туранской плиты не отмечены древние рифтовые системы, характеризующиеся линейными положительными магнитными и гравитационными аномалиями, типичные для другой молодой плиты — Западно-Сибирской. Многие глубинные разломы Туранской плиты сопровождаются грабеновидными проседаниями или горстовидными воздыманиями. Однако приразломные впадины с преобразованиями земной коры или интенсивными прогибаниями, с сопряженным во времени и пространстве щелочным магматизмом и повышенными тепловыми потоками, рассматриваемые как типовые рифтогенные сооружения, не получили на Туранской плите заметного распространения. Поэтому роль линейного типового рифтогенеза в развитии Туранской плиты сравнительно невелика. Вместе с тем на территории Туранской плиты и в Западной Сибири значительную роль в формировании современного геоструктурного облика, по-видимому, играли звездчатые рифтовые системы концентры которых приурочены к зонам мафического фундамента. Помимо зон наибольших прогибаний в упомянутых выше ареалах, меньшие по масштабам концентры звездчатых рифтовых систем могут быть намечены в районе Учкудук-Карынжарыкского прогиба в восточной части Ферганской впадины. Выяснение их размещения и особенностей развития требует анализа информации о строении фундамента Средней Азии, что выходит далеко за рамки настоящей работы и требует специального обсуждения.

Новые направления поисков в глубокопогруженных горизонтах, связанные с выступами гранитизированного фундамента, с поднадвиговыми зонами и моноклинальными блоковыми поднятиями в Средней Азии в ближайшие пятилетки, по-видимому, следует рассматривать как вспомогательные и дополнительные. Вместе с тем они несомненно заслуживают определенного внимания.

Промышленные притоки в выступах фундамента, сложенных гранитоидами на Оймашинском поднятии Южного Мангышлака, требуют внимания к выделению принципиально схожих зон. Такие крупнейшие зоны могут быть намечены по северным склонам Карабогазского свода, на юго-восточной части Бухарской ступени вблизи Учбаш-Каршинской системы флексур и разрывов, на склонах Центрально-Каракумского свода. Хотя подобные зоны занимают на Туранской плите немалые площади, критерии локального прогноза нефтегазоаккумуляции в проницаемых и емких ловушках нефти в гранитизированном фундаменте еще не разработаны. Для этого представляется уместным провести опытно-методические исследования на Бухарской ступени, где фонд ловушек в осадочном чехле незначителен, а комплексы ПСЭ не развиты.

Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон и ловушек в виде моноклинальных блоков в Средней Азии еще не установлены. Интерес к объектам такого типа может основываться только на межрегиональных аналогиях.

В настоящее время можно подвести определенные итоги исследованиям нефтегазоносности промежуточного структурного этажа Туранской плиты. Наибольшие объемы исследований проведены в Чу-Сарысуйской и Южно-Мангышлакской впадинах. В Чу-Сарысуйской впадине к 1981 г. сейсморазведкой выявлено и подготовлено к глубокому бурению 130 структур в пермо-девонских отложениях ПСЭ. На 60 из них проводилось бурение глубоких параметрических, поисковых и разведочных скважин общим объемом свыше 500 тыс. м. В результате этих работ открыто несколько месторождений азотно-гелиевого газа, 4 небольших месторождения горючего газа, промышленное значение залежей на нескольких площадях продолжает уточняться. На Южном Мангышлаке сейсморазведкой ОГТ в триасовых отложениях ПСЭ к началу 1981 г. выявлено свыше 60 и подготовлено к глубокому бурению 30 брахиформных антиклиналей, имеющих небольшие размеры и амплитуду. В конце 70-х и начале 80-х годов выявлено 10 НАЛ, в том числе 2 зоны выклинивания и 8 предполагаемых рифов.

За рассматриваемый период на Южном Мангышлаке для изучения нефтегазоносности триасовых отложений пробурено около 200 параметрических и поисково-разведочных глубоких скважин, десятки из которых вскрыли триасовые отложения на глубину более 1000 м. После получения промышленных притоков нефти в 1969—1972 гг. на месторождениях Жетыбай, Узень и Карамандыбас промышленная нефтегазоносность установлена на 6 площадях, а непромышленные притоки — на 10.

В других районах Туранской плиты исследование нефтегазоносности ПСЭ продолжает носить эпизодический характер. В Ассакеауданском прогибе по верхнепалеозойским отложениям к бурению подготовлена 1 структура (Кындыксайская), однако в процессе бурения установлена ее бесперспективность.

В Барсакельмесской впадине и ее обрамлении по доюрским отложениям к бурению подготовлено 10 небольших структур. Выполненные здесь значительные объемы бурения, однако, освещают строение палеозойского разреза на небольшую глубину. На Западном Устюрте в Бузачах на 20 площадях вскрыты разрезы триасовых и, в единичных случаях, палеозойских отложений, в том числе на 5 площадях на глубину более 1000 м. Во всех случаях на Северном Устюрте (включая Бузачи) промышленные месторождения не открыты, хотя притоки нефти получены из известняков карбона и из сероцветных толщ триаса. В остальных районах Средней Азии структуры по доюрским отложениям еще не закартированы, а нефтегазопоисковое бурение не получило развития.

Накопленные к началу 80-х годов данные существенно расширили наши сведения о строении комплексов ПСЭ, что позволяет сделать следующие выводы.

1. Промышленная нефтегазоносность триасовых, пермских, каменноугольных и девонских отложений на Туранской плите доказана вполне убедительно и общая целесообразность их дальнейшего изучения и освоения не вызовет каких-либо возражений.

2. Длительные исследования нефтегазоносности ПСЭ на объектах, подготовленных сейсморазведкой, подтвердили относительно меньшую успешность поисков по сравнению с осадочным чехлом. Достаточные для статистических выводов данные показывают, что коэффициент успешности поисков не превышает 0,1, что примерно в 3 раза меньше, чем по осадочному чехлу. Следовательно, ориентация на поиски в ПСЭ целесообразна лишь в ситуациях исчерпания возможностей значительных промышленных открытий в отложениях осадочного чехла. Этот вывод, очевидно, справедлив и для поисков залежей в глубокопогруженных горизонтах, за исключением прогибов Арало-Каспийской системы и Амударьинской впадины.

3. Доказана принадлежность доюрских комплексов к специфическому промежуточному структурному этажу, отличающемуся повышенной латеральной изменчивостью разрезов и дислоцированности. Установлено, что доюрские разрезы погруженных зон существенно и часто принципиально отличаются по составу и степени дислоцированности от доюрских толщ прилегающих зон поднятий горноскладчатых сооружений обрамления.

4. Установлено, что нефтегазоносность ПСЭ развивается преимущественно не в тех районах, где продуктивен платформенный чехол. Закономерности нефтегазонакопления в ПСЭ изучены крайне слабо. Перенесение на ПСЭ многих выводов, полученных при изучении платформенного чехла, представляется необоснованным. Эти выводы требуют, очевидно, значительных корректив, отражающих специфику ПСЭ, особенностей формирования в нем коллекторов, покрышек, развития условий для генерации, аккумуляции и сохранения залежей нефти и газа.

VI. Новый этап изучения нефтегазоносности Средней Азии, начавшийся в 80-х годах, обусловлен появлением новых технических средств и исчерпанием фонда крупных антиклинальных ловушек на малых глубинах в большинстве перспективных районов. Значительные успехи нефтегазопроисковых работ 50—70-х годов были предопределены результатами региональных исследований, проведенных главным образом в первой половине этого периода.

В настоящее время чрезвычайно важно проведение нового сейсмо-стратиграфического цикла региональных исследований Средней Азии по сети взаимоувязанных профилей ОГТ с получением информации о строении всего надфундаментного разреза и по возможности земной коры в целом. Судя по опыту работ в Западной Сибири, на первом этапе необходимо выполнение взаимоувязанных субширотных и субмеридиональных профилей по сети 50×50 км со сгущением в основных нефтегазоперспективных районах до 25×25 км. Важная проблема — обеспечение единого высокого уровня цифровой регистрации и обработки профилей региональной сети, ее унификации. В условиях Средней Азии, где исследования выполняются ведомствами союзного и республиканского подчинения, необходима серьезная координационная и организационная работа по оптимальному проектированию и организации нового сейсмостратиграфического цикла региональных исследований, который призван создать научную основу проведения эффективных поисков залежей нефти и газа в глубокопогруженных горизонтах Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азимов П. К. [и др.]. Развитие геологоразведочных работ на нефть и газ в Таджикской депрессии в 1979—80 гг. и в XI пятилетке.— В сб.: Геология и разработка нефтяных месторождений Средней Азии. М.: ВНИИОНГ, 1979, с. 3—7.
2. Акрамходжаев А. М. [и др.]. Геологическое строение и предпосылки нефтегазоносности Устюрта. Ташкент: Фан, 1967. 230 с.
3. Акрамходжаев А. М., Авазходжаев Х. Х., Лабутина Л. И. Литология, условия образования и нефтегазоносность доюрских отложений Устюрта. Ташкент: Фан, 1979. 158 с.
4. Акрамходжаев А. М., Сайдалиева М. С. Ферганский нефтегазоносный бассейн. М.: Недра, 1971.
5. Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Батпак-Далы. Тр. ВСЕГЕИ нов. сер., т. 7, Л.: Недра, 1955. 245 с.
6. Александрова М. И., Сизова Е. Н. Девонские красноцветные терригенные формации Казахстана и Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1974, № 4, с. 112—123.
7. Арбатов А. А., Бурштар М. С., Швембергер Ю. Н. Граница фундамента — чехол и нижний предел распространения нефти и газа на молодых платформах. Тр. Всес. н.— геологоразведочн. нефт. ин-та, вып. 120. М.: Недра, 1972, 207 с.
8. Бабаджанов Т. Л. Глубинное геологическое строение Восточного Устюрта. Ташкент: Фан, 1974, 178 с.
9. Бабаев А. Г. Геологическая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л.: Недра, 1966, 311 с.
10. Бакиров А. А. [и др.]. Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Наука, 1970, 374 с.
11. Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 47—54.
12. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978, 271 с.
13. Белявский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974, 280 с.
14. Беспалов А. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата: Наука, 1971, 361 с.
15. Богданов А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. Вестник Моск. ун-та. Геология, 1968, № 1, с. 5—24.
16. Боголепов К. В. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 102—108.
17. Браташ В. И. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса.— Геотектоника, 1975, № 2, с. 55—67.
18. Браташ В. И. Строение фундамента южной части Верхне-Амударьинской депрессии и юго-восточной окраины Туранской плиты.— В сб.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии. Тр. ВНИИгеол. развед. нефтяного ин-та, вып. 181. М.: 1978, с. 24—39.
19. Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975, 192 с.
20. Васильев В. Г., Кунин Н. Я., Бененсон В. А. Новые данные о перспективах газоносности доюрских отложений Среднеазиатской платформы. Научно-технический обзор. М.: Недра, 1972.
21. Волос Г. С. [и др.]. Перспективы нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов Сурхан-Вахшской нефтегазоносной области.— Геология нефти и газа. 1982, № 7, с. 23—25.
22. Вольвовский И. С. [и др.]. Тектоника Туранской плиты. Тр. ГИН АН СССР, вып. 165, М.: Наука, 1966, 287 с.

23. Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973, 268 с.
24. Вонгаз Л. Б. О неунаследованном развитии тектонических структур Гиссарского сектора Таджикской впадины и перспективах его нефтегазоносности.— В сб.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии. Тр. ВНИГНИ, вып. 95, 1970, с. 63—76.
25. Галицкий В. В. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). Тр. ИГН АН КазССР им. К. И. Сатпаева, 1967, т. 19.
26. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии, М.: Наука, 1972, 300 с.
27. Гарецкий Р. Г. Главные структурные комплексы молодых платформ.— В сб.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1975, с. 182—183.
28. Чакабаев С. Е. [и др.]. Геология, история развития и перспективы газоносности запада Туранской плиты. М.: Недра, 1973.
29. Геологическое строение и газонефтеоспособность Северного Приаралья и Северного Устюрта. М.: Наука, 1970, с. 161.
30. Геологическое строение и перспективы нефтеоспособности триасовых отложений Южного Мангышлака. М.: ВНИИОЭНГ, 1981, 60 с.
31. Геофизическая характеристика геологического разреза Южного Мангышлака. ЭИ ВИЭМС, сер. «Региональная разведочная и промысловая геофизика», 1977, № 16, 38 с.
32. Глубинное строение Ферганской впадины. Ташкент: Фан, 1973, 191 с.
33. Газнев А. Т. Тектонические движения в неоген-четвертичное время и их роль в формировании и размещении нефти и газа в кайнозойских отложениях Ферганской впадины. Автореф. канд. дисс. М.: 1984, 24 с.
34. Годин Ю. М. Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М.: Недра, 1969, 252 с.
35. Голубовский В. А. Скифско-Туранская плита: рельеф фундамента — морфология и морфометрия. Бюлл. МОИМ, отд. геол. 1982, т. 57, вып. 2, с. 18—28.
36. Дикенштейн Г. Х., Максимов С. П., Иванов Т. Д. Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР. М.: Недра, 1982, 223 с.
37. Докембрий Средней Азии. Л.: Наука, 1982, 264 с.
38. Дуркин А. Т., Рамазанов С. М., Фихиева Л. М. Волновое поле Таджикской депрессии по материалам сейсмических исследований.— В сб.: Геофизические поля твердой оболочки Земли. М.: Сов. радио, 1976, с. 83—94.
39. Дуркин А. Т., Фихиева Л. М. Методика и некоторые результаты глубинных сейсмических исследований зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии. ДАН ТаджССР, 1982, т. XXV, № 2, с. 84—88.
40. Журавлев В. С., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Определение возраста платформ.— В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975, с. 6—8.
41. Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании так называемого переходного этапа.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1967, с. 77—80.
42. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана (по петрологическим данным). Под ред. М. М. Кухтинова. Душанбе: Дониш, 1981, 283 с.
43. Ишанов М. Х. [и др.]. Применение дистанционных методов для повышения эффективности нефтегазопоисковых работ в Вахшской мегасинклинали.— Геол. нефти и газа, 1983, № 11, с. 24—27.
44. Калинин Н. А. Тектоника Закаспийской платформы (Мангышлак и Устюрт). Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963, с. 79—88.
45. Калугин А. К., Слауцитайс И. П., Грибков В. В. Стратиграфия доюрских отложений полуострова Бузачи и Северного Устюрта.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 9, с. 73—80.
46. Карцева О. А., Кирюхин Л. Г. Пестроцветные доюрские образования Северного Устюрта и полуострова Бузачи. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 51 (2), 1976, с. 52—61.
47. Коробкин Л. М., Кунин Н. Я., Матвеев А. Новые данные о глубинном строении Южного Мангышлака в направлении поисков нефтегазоносных структур.— Сов. геол., 1967, № 12, с. 30—39.
48. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1974, с. 206.
49. Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Проблемы тектонической систематики и терминологии.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 114—119.
50. Князев В. С., Флоренский П. В., Шнип О. П. Промежуточный комплекс Туранской плиты.— В сб.: Фундамент, основные разломы Туранской плиты и связи с ее нефтегазоносностью, М.: Недра, 1970.
51. Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М.: Недра, 1971.
52. Кунин Н. Я. Геофизическая характеристика Туранской плиты и некоторые особенности строения и развития ее фундамента.— В сб.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Казахстан, 1971, с. 21—50.
53. Кунин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М.: Недра, 1972, с. 270.
54. Кунин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М.: Недра, 1974, 263 с.

55. Ку н и н Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуьской депрессии по геофизическим данным. М.: Недра, 1968. с. 264.
56. Ку н и н Н. Я., Иогансон Л. И. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. М.: Изд. ИФЗ АН СССР, 1984, 218 с.
57. Ку н и н Н. Я., Иогансон Л. И. Основные закономерности строения земной коры и формирования зон нефтегазоаккумуляции на древних платформах.— В сб.: Древние платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1981, с. 71—78.
58. Ку н и н Н. Я., Коробкин П. М. Региональные геофизические исследования глубинного строения Южного Мангышлака. Региональная разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1971.
59. Ку н и н Н. Я., Филипенко А. И., Глебов А. Ю. Строение Арало-Кызылкумского вала по геофизическим данным.— Сов. геол., 1978, № 3, с. 130—136.
60. Ку н и н Н. Я., Сапожников Р. Б. Тектоника и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Южно-Эмбенского гравитационного максимума.— Геол. нефти и газа, 1969, № 4, с. 30—35.
61. Куртинов Д. А., Кисилевский Ф. Ю., Леонова Е. Г. Стратиграфия триасовых отложений Северо-Устьюртской впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 71—78.
62. Лебзин Е. В., Ромов В. Б., Арутюнов В. А. Геологическое строение Западной Ферганы и перспективы ее нефтегазоносности.— Геол. нефти и газа, 1984, № 1, с. 19—23.
63. Летавин А. Н. Принцип тектонического районирования и структура фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972.
64. Литофизика и нефтегазоносность триасовых отложений запада Туранской плиты. М.: Наука, 1984, 136 с.
65. Мирчик М. Ф. [и др.]. О возрасте платформ и содержании понятия «молодые платформы».— ДАН СССР, 1970, № 6, с. 1262—1265.
66. Мирчик М. Ф., Бененсон В. А. Перспективы нефтегазоносности палеозойских и триасовых отложений Мангышлака и Устьюрта.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность северо-запада Среднеазиатской платформы. М.: Наука, 1976, с. 3—30.
67. Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1975, с. 165.
68. Муратов М. В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 20—43.
69. Муратов М. В. Происхождение материалов и океанических впадин. М.: Наука, 1975, 176 с.
70. Муратов М. В. Урало-Монгольский пояс.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса. М.: Наука, 1974, с. 3—10.
71. Мусаев С. И. Кайнозойская тектоника Сурхандарьинской мегасинклинали и ее роль в формировании и размещении нефтяных и газовых залежей. Автореф. канд. дисс. М.: 1980. 24 с.
72. Невалин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М.: Наука, 1965.
73. Новые данные о геологии и нефтеносности Песчаномысского свода (Южный Мангышлак).— Геол. нефти и газа, 1982, № 3, с. 21—23.
74. Оруджева Д. С., Клычников А. В., Крымов В. П. Тектоника перспективного верхнепалеозойско-триасового комплекса Южного Мангышлака.— В сб.: Вопросы изучения нефтегазоносности недр СССР. М.: Наука, 1982, с. 29—39.
75. Оруджева Д. С., Мусаев С. И., Абидов А. А. Северо-Восточная Фергана — опытно-методический полигон для разработки методов поисков ловушек неантиклинального типа.— Геол. нефти и газа, 1984, № 1, с. 23—26.
76. Основные результаты опорно-параметрического бурения на плато Устьюрт. ЭИ ООНИ ВИЭМС, 1976, № 10, с. 1—15.
77. Петрушевский Б. А. О принципах выделения молодых платформ.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972.
78. Филипенко А. И., Ку н и н Н. Я. Новые данные о строении платформенного чехла Аральской депрессии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 53, № 3, 1978, с. 25—37.
79. Попков В. И., Япаскурт О. В., Клычников А. В. Доюрские образования Песчаномысско-Ракушечной зоны Южного Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1984, т. 59, вып. 4.
80. Попков В. И., Япаскурт О. В. К строению фундамента Мангышлака.— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 423—425.
81. Резервы прироста запасов нефти и газа в западной части Ферганской впадины.— Геол. нефти и газа, 1983, № 3, с. 23—26.
82. Результаты первых сейсмических исследований КМПВ на Аральском море.— ДАН СССР, 1980, с. 255, № 2, с. 410—412.
83. Семи н Ю. А., Джолдасов А. Т. Поверхность домезозойского основания западной части Бетпак-Далы и пустыни Муюнкум. Вопросы нефтяной и рудной геофизики, вып. 5, Алма-Ата, 1978, с. 77—82.
84. Се м о в В. Н. Глубинное строение юга СССР. М.: Недра, 1980, 228 с.
85. Се м о в В. Н. Основные черты строения фундамента Скифско-Туранской плиты юга СССР.— В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Недра, 1975, с. 34—48.
86. Синельников В. Я., Киршин А. В., Нюссер Э. Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Сурхандарьинской мегасинклинали. Ташкент: Фан, 1981, 159 с.

87. Соболевская В. Н. Тектоника и развитие эпипалеозойских плит. М.: Наука, 1973. с. 258.
88. Таль-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. 271 с.
89. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. Тр. ВНИГНИ, вып. 141. М.: Недра, 1983. с. 221.
90. Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 238 с.
91. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5000000). М.: 1982. 220 с.
92. Тектоническая карта юга СССР, М.: 1975.
93. Триас Южного Мангышлака. Тр. ВНИГНИ, вып. 224. М.: Недра, 1981. 210 с.
94. Флоренский П. В., Караченцева Н. М., Конюхова Н. И. Триасовые отложения Южного Мангышлака — новый этаж нефтегазоносности.— Геол. нефти и газа, 1975, № 8.
95. Хайн В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. L, 1970, (№ 2) с. 18—20.
96. Хвеливский М. О., Зиньковский В. Е. Прогноз волообразного палеозойского поднятия в юго-западной части Прикаспийской впадины по комплексу геофизических данных.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1982, № 4; с. 15—17.
97. Шаля А. А. Об оксфордских горячих сланцах Северного Устюрта.— ДАН СССР, 1974, т. 214, № 4, с. 906.
98. Шейман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли. Тр. ВНИИ, вып. 49, 1959, 230 с.
99. Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1966. 180 с.
100. Шлезингер А. Е. Общие принципы выделения фундамента «переходных» структурных ярусов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 2, с. 36—46.
101. Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 146 с.
102. Штилле Г. Ассинская тектоника в геологическом лике Земли, М.: Мир, 1968.
103. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964.
104. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983, 248 с.
105. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы и их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965.
106. Яншин А. Л. [и др.]. Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5000000). М.: Наука, 1966, с. 487.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абдулина А. А.—77
 Абдуллаев Р. Н.—5
 Авазходжаев Х. Х.—52
 Азимов П. К.—131, 136
 Акишев Т. А.—167
 Акрамходжаев А. М.—5, 47, 54, 131, 165
 Александра М. А.—65, 74, 165
 Антоненко А. Н.—167
 Арбагов А. А.—19
 Арбузов В. Б.—57, 106, 108, 109, 111, 112
 Архангельский А. Д.—15
 Ахмеджанов М. А.—5
 Бабаджанов Т. Л.—2
 Бабаев А. Г.—5
 Бабенко К. М.—38
 Бакиров А. А.—5, 13
 Белеловский М. Л.—155
 Белоусов В. В.—2, 15, 19
 Беляевский Н. А.—15, 167
 Бененсон В. А.—5, 55
 Беспалов В. Ф.—15, 76
 Богданов А. А.—10
 Боголепов К. Б.—11
 Борисов А. А.—19, 25, 26
 Борисов О. М.—5
 Борсук Б. И.—65
 Браташ В. И.—81
 Буртман В. С.—43
 Бутовская Е. М.—167
 Буш В. А.—10, 19
 Васильев В. Г.—10, 19, 25, 26
 Васильковский Н. П.—13, 136
 Волож Ю. А.—27, 51, 55, 56, 57, 106,
 108, 111, 112, 117, 118, 119, 121, 122,
 127, 128
 Волос Г. С.—155
 Вольвовский Б. С.—157
 Вольвовский И. С.—4, 78, 87, 167
 Вонгаз Л. Б.—155
 Вялов О. С.—131, 136
 Газиев А. М.—131, 145
 Гамбурцев Г. А.—167
 Гарецкий Р. Г.—4, 5, 10, 13, 15, 19, 47,
 49, 55, 57, 87, 167
 Галицкий В. В.—69
 Гишман Н. Б.—53
 Гиршгорн Л. Ш.—19
 Годин Ю. М.—19, 78, 136, 167
 Голубовский В. А.—13
 Готфрид П. Ю.—131
 Губкин И. М.—4
 Давлятов Ш. Д.—155
 Давыдов А. Н.—80
 Джолдасов А. Т.—63
 Джукебаев И. Д.—61
 Дикенштейн Г. Е.—5
 Дитмар В. И.—19, 65
 Днепров В. С.—49
 Доброхотова С. А.—53
 Дубинский А. Я.—13, 19
 Дуркин А. Г.—153, 156
 Егоркин А. В.—167
 Есенов Ш. Е.—57
 Жаманкулов Н. Ж.—72
 Зайцев Ю. А.—76
 Запивалов Н. П.—19
 Захаров С. А.—155
 Захидов А. У.—87
 Зиньковский В. Е.—125
 Зубов И. П.—13
 Зуннунов Ф. Х.—136, 167
 Ибрагимов Ф. М.—69, 71
 Иногамов Х. Х.—2
 Казанли Д. Н.—167
 Калинин Н. А.—5
 Калугин А. К.—55
 Карцева О. А.—55
 Кирюхин Л. Г.—54, 55, 57
 Киселев В. В.—5
 Кнауф В. И.—160
 Князев В. С.—5, 45, 47, 53, 54, 55
 Козмодемьянский В. В.—92
 Королев В. Г.—5
 Корсакова О. Д.—38
 Косарев Л. В.—80
 Косминская И. П.—167
 Кошлаков Г. В.—148
 Косыгин Ю. А.—10, 11, 15, 19
 Кравченко К. Н.—9, 15, 155
 Краев П. И.—126
 Крылов Н. А.—5, 19
 Куинн Н. Я.—2, 5, 38, 65, 58, 76, 167
 Кухтиков М. М.—155
 Кухтинов Д. А.—55
 Лебзин Е. В.—155
 Левен Э. Я.—80
 Левин И. А.—162
 Левутина Л. И.—52
 Летауин А. И.—5, 19
 Липатова В. В.—51, 55, 56, 57, 112
 Лук-Зильберман В. И.—2, 71, 72, 74,
 136, 158
 Максимов С. П.—19
 Малашенков Г. Н.—149
 Мальцев Э. Г.—136
 Маркова Н. Г.—65
 Мирчинко М. Ф.—5, 10, 15
 Морозов М. Д.—167
 Муратов М. В.—11, 13, 19
 Мусаев С. И.—131, 149, 158
 Мучаидзе Д. Р.—148
 Мушкетов И. В.—130, 136
 Наркобилов О. Н.—72
 Нерсесов И. Л.—167

- Нестеров И. И.—19
 Ниқоленко В. П.—128
 Оруджева Д. С.—57
 Павленкин А. Д.—163
 Пак В. А.—136, 167
 Пейве А. В.—12, 43
 Перельман И. И.—136
 Панков В. А.—82
 Петрушевский Б. А.—11, 155
 Пилипенко А. И.—38, 43, 99
 Попов В. И.—131, 136
 Попов А. А.—167
 Пшеничная З. Д.—131, 136, 140
 Резвой Д. П.—155
 Розман Г. С.—53
 Романовский Г. Д.—130
 Рыбин А. И.—136
 Рыжков О. А.—131, 136
 Сайдалиева М. С.—131
 Сапожников Р. Б.—27, 77, 87, 122
 Семенова Г. И.—82
 Семиң Ю. А.—63
 Семов В. Н.—9, 13, 16
 Сизова Е. Н.—74, 165
 Симмаков С. Н.—136
 Синельников В. Я.—149
 Синицын Ф. Е.—65
 Соболевская В. Н.—19
 Спичарский Т. Н.—11
 Старобинец А. Е.—78, 167
 Старобинец М. Е.—78
 Таль-Вирский Б. Б.—5, 82, 87, 155, 131,
 167, 134, 135, 136,
 Тасыбаев Б. С.—89
 Трофимук А. А.—19
 Туезов И. Қ.—19
 Узаков Х. У.—82, 84
 Урсов А. А.—38
 Успенская Л. Ю.—13
 Фихиева Л. М.—153, 156
 Флоренский П. В.—54
 Фоменко К. Е.—78
 Фотиади Э. Э.—19
 Фузайлов И. А.—5
 Хаин В. Е.—11, 15
 Хамрабаев И. Х.—167
 Хвельницкий М. О.—125
 Ходжаев А. Р.—131, 136
 Хрычев Б. А.—167
 Циммер В. А.—167
 Чекабаев С. Е.—5
 Ченборисова Р. З.—142
 Шилина В. А.—117, 118, 119, 121
 Шатский Н. С.—10, 15
 Шейнман Ю. М.—11
 Шлезингер А. Е.—2, 4, 5, 16, 56
 Шрайбман В. И.—4
 Штилле Г.—10, 15
 Шульц С. С.—43
 Эйдлин Р. А.—167
 Эренбург М. С.—167
 Юдахин Ф. Н.—131, 136, 158, 161, 167
 Яншин А. Л.—4, 5, 11, 33, 15,

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Алагуз Г.—44
 Алайский хр.—151, 166
 Алма-Ата гор.—8
 Алтайско-Зайсанский хр.—8
 Аму-Дарья р.—35, 48, 91, 147
 Андижан гор.—146
 Аральское м.—27, 33, 34, 35, 38, 41, 42,
 45, 47, 88, 90, 99, 102, 106, 114, 172
 Атбаши хр.—160, 166, 165
 Арысь р.—58
 Афганистан гос.—14, 56, 80, 81,
 Аяккум пос.—45
 Банди-Туркестан хр.—148
 Барсакельмес о.—114, 115
 Баубашатинский хр.—134,
 Богонале сопка—69
 Бузачи п-ов—3, 8, 51, 52, 54, 57, 97, 100,
 103, 115, 117, 121
 Байсучатау хр.—165
 Возрождения ост.—115
 Бухара гор.—8
 Бухаро-Хива тер.—96
 Восточный Устюрт пл.—6, 54, 56, 57,
 90, 94, 103, 105, 106
 Восточная Туркмения—3, 58, 80, 81, 87
 Восточное Приаралье—43, 94
 Гиндукуш хр.—148, 151
 Гиссарский хр.—147
 Дарваз хр.—147, 155
 Даут г.—71
 Джамбул гор.—8
 Джунгарский Алатау хр.—8
 Душанбе гор.—152, 156
 Евразия материк—10, 12
 Ергенеты г.—63
 Жаксыбуташ местн.—44, 45
 Заалайский хр.—166
 Закаспий тер.—13, 14
 Западная Сибирь тер.—3, 67, 88, 93,
 174, 180
 Западный Устюрт—87, 177,
 Западный Узбекистан—87
 Иран гос.—80
 Исфара р.—71, 138
 Исфайрам р.—138
 Кавказ г.—13
 Каспийское м.—13, 14, 18, 26, 27, 35,
 36, 52, 91, 92, 102, 111, 172,
 Казахстан респ.—6, 8, 18, 100, 167, 168,
 169, 172
 Кендыктасский хр.—162
 Каратау хр.—8, 56, 57, 61, 69, 70, 71,
 74, 165
 Каракалпакская АССР—103
 Карадарья р.—137, 138
 Карачатыр хр.—134
 Катрантау хр.—134
 Кафирниган р.—151, 156
 Киргизия респ.—158, 159, 160, 162, 166
 Киргизский хр.—166
 Коканд гор.—134, 136
 Комсомолец зал.—26, 128
 Копетдаг г.—14,
 Кокшаал хр.—166
 Кураминский хр.—134
 Кушка гор.—78, 81
 Мангышлак п-ов.—3, 37, 54, 56, 57, 87,
 97, 109, 113
 Мугоджары г.—27, 44
 Муйнак п-ов.—41, 115
 Нарынтау хр.—165
 Наманган гор.—134, 136
 Нарат хр.—160
 Нарын р.—138, 160, 161
 Ош гор.—135
 Памир—8, 147, 151, 171, 172
 Палванташ гор.—138

Предкавказье тер.—56, 57, 88
Приаралье тер.—49, 53, 77, 90
Прикаспий тер.—14, 25, 27, 44, 117, 122, 125, 173.
Северо-Западный Устюрт тер.—6, 57
Северный Устюрт—26, 51, 53, 55, 57, 99, 100, 115, 117, 118, 119, 121, 122, 125, 128, 179
Северо-Западное Приаралье—27, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 93, 98
Северное Приаралье—43, 114,
Северное Прикарабогазье—48
Северная Туркмения тер.—53
Сох р.—138
Средняя Азия—3, 4, 5, 6, 9, 15, 18, 23, 28, 34, 167, 168, 169, 171, 172, 174, 177, 178, 179, 180
Северный Афганистан—147
Северо-Западный Мангышлак—109
Султануиздаг—35, 43
Сырдарья р.—58, 73, 76, 138
Сырдыкоказ хр.—160
Таджикская ССР—147
Тахтабуз хр.—134
Ташкент гор.—8
Туркмения респ.—3, 53, 59, 60, 78, 82
Тигров Хвост п-ов.—16
Таласский Алатау хр.—166
Туркестанский хр.—131
Тюбкараган п-ов.—108, 111.
Тянь-Шань—18, 70, 171, 172.
Узбекская ССР—82, 59, 151
Улугтау г.—14, 171
Урал г.—14, 49, 70, 129, 171

Устюрт пл.—3, 14, 52, 53, 90, 94, 97, 117, 122
Фергана гор.—56, 131, 134, 135, 136, 138, 161
Ферганский хр.—147
Хозратишок хр.—147, 151
Центральные Кызылкумы—88
Центральный Устюрт—58
Чатыркель оз.—166
Чаулинчи сопка—71
Чингиз-Калба хр.—171
Чингиз-Тарбогатай хр.—8
Чимкент гор.—8
Челкар р-н—44
Чу-Илийские г.—8
Шахимардан р.—138
Юго-Западная Туркмения—3, 112
Юго-Западный Узбекистан—3, 58, 78, 147
Южная Эмба—70, 121, 117, 172,
Южный Мангышлак—6, 48, 49, 55, 56, 57, 70, 90, 91, 92, 101, 102, 103, 106, 108, 114, 177
Южный Таджикистан—147,
Южный Устюрт тер.—48, 49, 53, 54, 90, 99, 110, 111, 112, 179
Южный Казахстан—87,
Южная Туркмения—94
Юго-Восточная Туркмения—96
Южное Приаралье—48, 114
Юго-Западное Приаралье—48, 99, 115
Юго-Восточное Приаралье—99
Юго-Восточная Туркмения—102
Южный Устюрт—48, 49, 53

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| Глава I. Современные представления о тектоническом и нефтегеологическом районировании Средней Азии | 8 |
| Глава II. Новые данные о строении глубокопогруженных зон северо-запада Туранской плиты | 23 |
| Глава III. Новые данные о строении и нефтегазоносности глубокопогруженных комплексов северо-востока и юга Туранской плиты | 58 |
| Глава IV. Глубинное строение и особенности развития Туранской плиты по геофизическим данным | 87 |
| Глава V. Глубинное строение межгорных впадин юго-востока Средней Азии | 130 |
| Глава VI. Основные особенности строения земной коры и верхней мантии Средней Азии | 167 |
| Заключение | 174 |
| Литература | 181 |
| Указатели | 185 |

**Ташпулат Лепесович Бабаджанов, Наум Яковлевич Кунин,
Владимир Иосифович Лук-Зильберман**

СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Утверждено к печати
НТС объединения «Узбекгеофизика» и РИСО Мингео УзССР*

Редактор *Р. Б. Якубович*
Художник *В. С. Тий*
Технический редактор *В. М. Тарахович*
Корректор *И. А. Подтуркина*

ИБ № 3053

Сдано в набор 14.01.86. Подписано к печати 6.03.86. P03360. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 16,45. Уч.-изд. л. 16,6. Тираж 1642. Заказ 23. Цена 3 р.

Адрес Издательства: 700047. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.