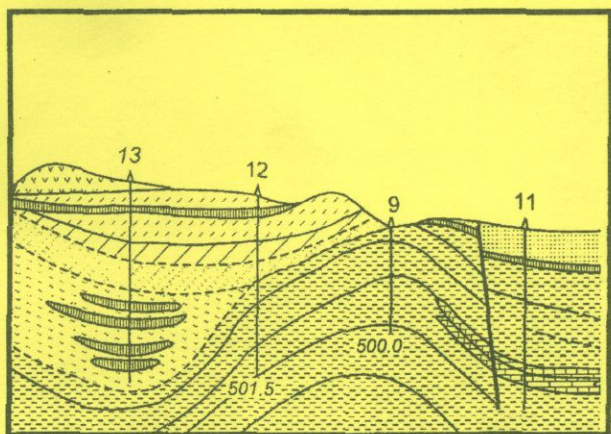


ГЕОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АРМЕНИИ



Ереван

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК АРМЕНИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
УНИВЕРСИТЕТ ЮЖНОЙ КАЛИФОРНИИ

Р. ДЖРБАШЯН, Г.ЧИЛИНГАРЯН, Ю.КАГРАМАНОВ, М.САТИАН,
А. КАРАПЕТЯН, Ю.САЯДЯН, А.МКРТЧЯН

5323

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ
СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АРМЕНИИ**

Редакторы: **Р. Джрбашян**
Г. Чилингарян
А. Карапетян

Издательство "Манкаварж"



**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ
ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ԿԱԼԻՖՈՐՆԻԱՅԻ ՀԱՍԱԼՍԱՐԱՆ**

*Ռ.ԶԻՐԱՅԱՆ, Գ.ՉԻԼԻՆԳԱՐՅԱՆ, ՅՈՒ.ԿԱԳՐԱՍՄԱՆՈՎ,
Ա.ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Մ.ՍԱԹՅԱՆ, ՅՈՒ.ՍԱՅԱԴՅԱՆ, Հ.ՄԿՐՏՉՅԱՆ*

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՄԱՍԻ
ՄԵԶՈ-ԿԱՅՆՈՉՈՅԱՆ ՆՍՏՎԱՅՔԱՅԻՆ
ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ
ՆԱՎԹԱԳԱԶԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ**

Խմբագիրներ՝

**Ռ.ԶԻՐԱՅԱՆ
Գ.ՉԻԼԻՆԳԱՐՅԱՆ
Ա.ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ**

«Մանկավարժ» հրատարակչություն

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF REPUBLIC OF ARMENIA
INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES
UNIVERSITY OF SOUTHERN CALIFORNIA

R. JRBASHYAN, G. CHILINGARYAN, YU. KAGRAMANOV,
A. KARAPETYAN, M. SATIAN, YU. SAYADYAN, H. MKRTCHYAN

**GEOLOGY AND OIL-AND-GAS PROSPECTS
OF MESO-CENOZOIC SEDIMENTARY BASINS
OF THE CENTRAL PART OF ARMENIA**

Edited by **R. Jrbashyan**
G. Chilingaryan
A. Karapetyan

Publishing House "Mankavarj"

УДК 55
ББК 26.3
Г 360

Печатается по решению Ученого совета Института
геологических наук Национальной Академии Наук
Армении

Джрбашян Р.Т., Чилингарян Г.В. и др.

Геология и перспективы нефтегазоносности мезокайнозой-
ских седиментационных бассейнов Центральной части Арме-
нии. -

Е. Изд. "Манкаварж", 1999. 152 с.

*В книге рассмотрены вопросы строения и состава отложений
Центрального и Севанского седиментационных бассейнов Армении
и смежных областей а также истории их геологического развития
и место в тектонической зональности Малого Кавказа.*

*Обсуждаются структурно-литологические предпосылки возникно-
вения и концентрации скоплений углеводородов в отложениях
мезозоя и кайнозоя, выдвигаются перспективные структуры и
площади для постановки поисковых работ и рассмотрены
некоторые задачи и методы дальнейших исследований.*

*Книга представляет интерес для специалистов по геологии,
тектонике и вопросам геодинамики центральной части Альпийско-
го складчатого пояса, а также интересующихся региональными
проблемами геологии нефти и газа.*

Таблиц 3, рисунков 26, список литературы 132 назв.

© Издательство "Манкаварж", 1999

© Оформление, "Геориск", 1999

© Институт геологических наук НАН Армении

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
Глава 1. ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РЕГИОНА	11
1.1. Краткая геологическая характеристика главных структурных единиц	14
1.2. Характеристика геофизических полей	21
1.3. Краткая характеристика неотектоники Армянского нагорья	24
Глава 2. СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ	33
2.1. Седиментационные бассейны	33
2.1.1. Седиментационные бассейны варисцийского и раннекиммерийского этапов (D-T)	33
2.1.2. Седиментационные бассейны альпийского цикла (J-Q)	41
2.1.2.1. Седиментационные бассейны ранне-среднеальпийского этапа (J_1 - P_2)	41
2.1.2.2. Седиментационные бассейны позднеальпийского этапа (P_3 -N)	56
2.1.2.3. Поднятия и депрессии плиоцен-четвертичного времени (N_1^3 -Q)	62
2.2. Некоторые проблемы геодинамики фанерозоя	70
Глава 3. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ	79
3.1. Главнейшие нефтегазоносные осадочные бассейны, сопредельные с центральным Закавказьем	79
3.2. Геологическое строение бассейна оз. Севан	81
3.2.1. Прямые признаки нефтегазоносности	93
3.2.2. Перспективные структуры	96

3.3. Геологическое строение Центрального прогиба	99
3.3.1. Перспективы нефтегазоносности	114
3.3.1.1. Коллектора и покрышки	115
3.3.1.2. Гидрогеологические условия	117
3.3.2. Прямые признаки нефтегазоносности и перспективные структуры	119
Глава 4. ВЫВОДЫ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	129
ЛИТЕРАТУРА	141

ВВЕДЕНИЕ

Возвышающееся над депрессиями рек Куры и Аракс геологически сложно построенное горное сооружение Мало-го Кавказа в своей центральной части включает отложения двух мезокайнозойских прогибов: Севанского (бассейн оз. Севан) и расположенного к юго-западу т.н. "Центрального". Строение указанных прогибов маскируется значительными объемами продуктов позднеэоцен-четвертичного вулканизма, а перспективы в отношении нефтегазоносности выяснены недостаточно. Вместе с тем, ожидаемые по сейсмическому профилированию значительные (до 3-5 км) мощности осадочных и терригенно-пирокластических комплексов, наличие, хотя и редких, но прямых признаков нефтегазоносности позволяют положительно оценить перспективы концентрации углеводородов в их пределах.

Первые геологические исследования по оценке перспектив нефтегазоносности территории Армении относятся к началу 30-х годов, когда горным инженером, профессором Т.Джрбашьяном на основе анализа геологического материала были высказаны соображения о наличии в Приереванском районе (юго-восточная часть Центрального прогиба) структур, благоприятных для скопления нефти, с обоснованием наличия в тех же районах месторождений каменной соли и гипса.

Этот прогноз был подтвержден бурением скважин в Приереванском районе, которые в разрезе среднего миоцена вскрыли мощные отложения соли и гипса, а также послужили предпосылкой развертывания поисковых работ на скопления углеводородов.

Поисковые и научно-исследовательские работы интенсифицировались в 60-70 годы (геологическая, сейсмическая, грави- и магнитометрическая съемки). За это время преимущественно в пределах Араратской котловины и Приереванского района был пробурен ряд глубоких и структурно-поисковых скважин. Полученные данные существенно изменили представления о строении, характере и тектонической ситуации мезозойских и палеогеновых осадочных комплексов, перекрытых чехлом неоген-четвертичных вулканогенных образований, впервые были зафиксированы нефтегазопроявления различной интенсивности. Позже в пределах Араратской впадины и Центрального прогиба был выявлен ряд перспективных структур.

Обнадеживающие результаты получены на Шорахбурской площади, где в среднеэоценовых и даний-палеоэоценовых отложениях были выявлены прямые признаки нефти. На Октемберянской площади в верхнеэоценовых отложениях был получен приток газа, свидетельствующий о широком стратиграфическом диапазоне перспективных на углеводороды комплексов.

К северу от Араратской котловины, в дополнение к ранее выявленной цепи погребенных поднятий метаморфического фундамента, позднее был выделен крупный флишидный палеогеновый прогиб, названный "Центральным", наложенный на сокращенные в мощностях отложения осадочного палеозоя и мезозоя и особенно по его южной и северной периферии, где древний метаморфический фундамент приподнят. В прогнозе перспектив нефтегазоносности территории республики наименее изученными остаются Ширако-Севанская синклиновая зона и, в частности, бассейн оз. Севан. Вместе с тем на неудовлетворительном

уровне находится сопоставление результатов геологических и нефтепоисковых исследований территории Армении с таковыми соседних стран. Между тем актуальность такого обзора не вызывает сомнений, ибо коллизионный ороген - Кавказ-Армянское нагорье - с севера, востока и юга обрамлен нефтегазоносными провинциями с гигантскими и крупными нефтегазовыми месторождениями. Будучи результатом континентальной коллизии главные нефтегазоносные провинции, в преобладающем большинстве, связаны с граничными поясами орогена, в пределах которых нефтенакопление обусловлено, главным образом, погребением отложений разного возраста (Pz-N) в благоприятные для образования керогенов глубины. Корреляция стратиграфических разрезов, уточнение вопросов уровней нефтегазообразования, углеводородных структур и ловушек в различных частях провинции могут способствовать прогнозу и организации поисков аналогичных внутриколлизионных нефтегазовых структур на территории Армении.

Имея целью в определенной степени восполнить этот пробел, настоящая работа тем самым создает необходимую научную базу для оценки всей территории Армении и прилегающих частей соседних стран, выделения новых перспективных областей в отношении промышленных концентраций углеводородов.

Книга состоит из двух частей. В первой и второй главах приведена общая геолого-геофизическая и тектоническая характеристика области. Детально рассмотрены вопросы геологического строения и истории геологического развития разновозрастных седиментационных бассейнов, а также обсуждены некоторые проблемы геодинамики.

В третьей и четвертой главах освещены геологическая характеристика отдельных структур и перспективы нефтегазоносности Севанского бассейна и Центрального прогиба Армении. Сделаны некоторые выводы и намечены предпосылки дальнейших исследований.

Первая и вторая глава написаны М.А.Сатианом, Р.Т.Джрбашяном, А.К.Мкртчяном, раздел 2.1.2.3 – Ю.В.Саядяном, третья глава – Ю.Р.Каграмановым, М.А.Сатианом, четвертая глава – Г.В.Чилингаряном, Р.Т.Джрбашяном, М.А.Сатианом, А.И.Карапетяном, Ю.Р.Каграмановым.

Общее научное руководство и редактирование – Р.Т.Джрбашян, Г.В.Чилингарян, А.И.Карапетян.

Выполнение настоящей работы и ее публикация осуществлены благодаря спонсорству иностранного члена Национальной Академии Наук Армении, профессора Университета Южной Калифорнии Г.Чилингаряна.

Глава 1.

ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РЕГИОНА

Корреляцию главных структурных единиц фанерозоя центрального и южного Закавказья со структурами Понтида и Анатолида на западе и продолжения их на юго-востоке в Эльбурс и Центральный Иран с прогрессом в геологической изученности этих регионов можно считать доказанной. Между тем, если латеральные переходы доальпийских и альпийских структур Малого Кавказа к Рионо-Куринской депрессии изучены относительно достаточно, и прежде всего благодаря поисковым работам на нефть и газ, то гораздо больше вопросов остается в объяснении характера сочленения со структурами северо-западного Ирана и юго-восточной Анатолии. Еще крайне недостаточны сведения о взаимосвязи близмеридионального, Ван-Арабатского траверса, представленного офиолитами и меланжем Курдистанского хребта, с Вединской офиолитовой зоной; отсутствуют также региональные сейсмические профили этого пространства.

Общеизвестно значение орогенного этапа в формировании современной структуры и морфологии Кавказа и Закавказья. Начало этим воззрениям положено схемой тек-

тонического районирования Л.А.Варданянца (1933), и последующими исследованиями в целом подтверждается позднеальпийский возраст становления главнейших структур траверса между Скифской и Аравийской плитами. В частности, мегантиклинория Большого Кавказа, Рионо-Куринской межгорной депрессии, наиболее перспективной в отношении концентрации промышленных залежей углеводородов и, наконец, горного сооружения между долинами рек Кура и Аракс, которое принято именовать Малым Кавказом. В то же время нельзя не обратить внимания на принадлежность его большей южной части (южнее Севано-Акеринского шва) по геологическому строению и геоморфологии к Армянскому нагорью. Самая южная часть региона относится к крупному Приараксинскому межгорному прогибу (Паффенгольц, 1959) - части Анатолийско-Иранской области.

Исследования последних десятилетий выявили в разрезе коры сложно деформированные комплексы байкальского, герцинского (варисцийского), раннекиммерийского и собственно альпийского этапов. В сочетании с палеомагнитными и геофизическими данными, эти результаты использованы в разработке схем, основанных на допущении разномасштабных горизонтальных перемещений, все более усложняющихся от одного тектонического цикла к другому ансамблей тектонических структур, развития дивергентных процессов не только по границам блоков (микроплит), но и внутри них (зоны внутримикроплитового рифтогенеза). Как показывают палинспастические реконструкции, эти деструктивные процессы, чередующиеся с этапами компрессии литосферных блоков, обнаруживают некую общую тенденцию, смысл которой в сокращении геологического пространства, в особенности к концу мезозоя. Современные структурные ме-

гаединицы (складчатые зоны) чередуются с более стабильными и включают ряды разновозрастных формаций комплексов, принадлежащих разным (субдукционным, коллизионным и рифтовым) геодинамическим обстановкам.

Последующее тектоническое районирование должно выявить и уточнить иерархию структурных единиц в зависимости от их масштабности, связи с мантией, длительности развития. Крайне необходима разработка номенклатуры тектонических подразделений в свете плитотектонических реконструкций. Немаловажное познавательное значение может иметь критический подход к применению принципов актуализма в типизации окраин центрального сектора Тетиса, учитывая его специфические черты развития, о чем подробнее будет сказано в следующей главе.

Исходя из задач выявления перспектив нефтегазоносности, проведенные корреляции, в основном, будут ограничены регионом центрального и южного Закавказья и акцентированы на сопоставлении истории геологического развития структур Сомхето-Карабахской и Армянской складчатой зон. Соотношение доорогенного комплекса Рионо-Куринской депрессии с разрезами южного крыла мегантиклинория Большого-Кавказа (Бзыбско-Казбекской складчатой зоны по М.Ломизе, 1983) выражено Краснополянско-Зангинской зоной нарушений и южновергентных складок. В ряде пересечений (Западная Грузия) прослеживается довольно непрерывный латеральный ряд литофаций от более глубоководных к мелководным, либо субаэральным фациям, с падением уровня метаморфизма и интенсивности складчатости. Отмечены частые перерывы в осадконакоплении, местные и региональные несогласия.

1.1. Краткая геологическая характеристика главных структурных единиц

Доальпийский фундамент Закавказского срединного массива, обнажающийся в виде Дзирульского, Храмского и Локского выходов, изучен достаточно полно. Однако остаются неясными вопросы, связанные со строением и возрастом фундамента в других его участках. В строении массивов участвуют филлиты, кристаллические сланцы, метавулкани-ты, которые контактируют по разломам с катаклазированными герцинскими гранитами, серпентинитами и т.д. Формирование и консолидация их связываются с герцинским и каледонским тектогенезом (Адамия и др., 1968; Хуцишвили, 1978). Чешуйчатое строение фундамента может быть результатом не покровных перемещений, а правосдвиговых смещений (Казьмин, Сборщиков, 1989).

Чехол представлен мелководными осадками мезозоя и кайнозоя. Суммарные мощности палеоген-неогеновых осадков однако достигают значительных величин - до 5-7 км и более (10-14 км на юго-востоке). Пробуренные за последние годы глубокие скважины и сверхглубокая скважина Саатлы в ЮВ части Рионо-Куринской депрессии вскрыли мощные вулканогенные разрезы мезозоя, включая верхи лейаса и байос. В верхах юрского разреза обычны базальты, чередующиеся с карбонатными осадками и фациально сменяющимися к периферии массива карбонатными отложениями (доломитами, известняками) кимериджа-титона мощностью до 0,5 км. Щелочно-базальтовый и известково-щелочной состав вулканитов юры предполагает рифтогенное расчленение фундамента срединного массива. Еще слабо выяснены местоположение вулканических рифтов и их морфология. Фли-

шюидные и молассовые прогибы кайнозоя Рионо-Куриной депрессии, вероятно, наследуют эти мезозойские структурные зоны.

Следует подчеркнуть, что по результатам новых исследований с мезозойскими разрезами и особенно с карбонатными коллекторами поздней юры - позднего сенона и отчасти с вулканогенно-осадочными толщами мезозоя связываются перспективы нефтегазоносности депрессии (Алиев и др., 1985).

Рионо-Куриная депрессия в центральной и юго-восточной частях сочленяется с горным сооружением Малого Кавказа флексурой северного крыла Сомхето-Карабахской зоны и сопряженной системой разрывов общекавказского простирания. Ряд исследователей Аджаро-Триалетскую зону относят не к Малому Кавказу, а к Закавказскому массиву, рассматривая ее как поздне меловой-палеогеновый рифт, раскрывающийся в область акватории Черного моря.

Сомхето-Карабахская зона новокиммерийской главной фазы складчатости расположена южнее, имеет общекавказское простирание с переходом к близширотным структурам Эльбурса в Иране и Понта в Малой Азии. Принадлежность зоны к Закавказскому срединному массиву обсуждена в ряде работ (Ломизе и др., 1974; Маймин, 1978), но встретила решительные возражения (Габриелян, 1980).

Здесь на выступах фундамента несогласно, с размывом залегают терригенные отложения лейаса. Для большей части Сомхето-Карабахской зоны терригенный лейас надстраивается мощным вулканогенным разрезом (аален-байос) андезитов-базальтов-дацитового состава, относимым к известково-щелочной серии.

С перерывом в осадконакоплении залегает вулканогенно-осадочный бат, местами угленосный. Суммарная мощность отложений средней юры определяется до 3-5 км. Карбонатно-вулканогенные толщи поздней юры-раннего мела развиты по периферии внутренних поднятий средней юры. Этим отложениям показателна германотипная складчатость с главной позднекиммерийской фазой складчатости.

Альб-позднемеловые отложения залегают вдоль северной полосы с разрывом на копалоносном апте, местами на вулканогенном байосе. Терригенно-пирокластическая формация альба-туруна, вулканогенно-обломочная формация коньяка-раннего сантона, карбонатная микритовая известняковая формация позднего сантона-позднего сенона и карбонатная мелководная формация дания-палеоцена - таков ряд формаций альб-позднемелового этапа этой зоны. Нарастивание продуктов сенонского вулканизма отчетливо фиксируется от разрезов южных крыльев к северной полосе зоны.

Маломощные вулканогенно-осадочные толщи нижне-го-среднего палеогена южного крыла Сомхето-Карабахской зоны латерально к югу сменяются мощным вулканогенным и вулканогенно-осадочным комплексом среднего-верхнего палеогена, выполняющим Ширако-Севанский синклинирий, и Гочасско-Акеринскую зону. На северо-западе зоны косо наложенный Лорийский палеогеновый прогиб, видимо, наследует позднемеловой прогиб, отделявший Алавердский антиклинирий от погребенного под продуктами новейшего вулканизма более западного поднятия фундамента, вероятно, связанного с Транскавказским поднятием Шатского.

Южнее Сомхето-Карабахской зоны располагается **Армянская зона** - область альпийской складчатости (Габриелян, 1972; Габриелян и др., 1968).

5523

Большая часть территории, перекрытой продуктами новейшего вулканизма, относилась также к области альпино-типной складчатости с выделением зон проявления средне- и позднеальпийских деформаций. Однако эта схема не отвечает всему комплексу геологических данных. Еще К.Н.Паффенгольц отметил спокойную германотипную складчатость мела-палеогена в окружении выходов Апаранского (Цахкуняцкого) массива пород фундамента. Интенсификация складчатости имеет место к северу, вдоль Ширако-Севанского синклинория и к югу, на траверсе Еревано-Ордубадской зоны. Определенную ясность в этом вопросе внесли исследования офиолитовых разрезов. Выявление, помимо ранее известной Севано-Акеринской офиолитовой зоны, еще двух офиолитовых зон - Зангезурской (Ширако-Зангезурской) и Вединской (Сатиан и др., 1969, 1974; Асланян, Сатиан, 1977) показало, что проявление интенсивно линейной складчатости связано с деформациями позднеюрского-мелового и палеогенового комплексов в пределах офиолитовых зон или зон глубинного смятия.

Новые данные о наличии в офиолитовых разрезах фрагментов океанической или переходного типа коры, возраст которых датирован поздним триасом, а также поздней юрой-ранним мелом и, наконец, альб-туроном, привели к разработке схемы полициклического рифтогенеза континентальной коры (Сатиан, 1991). В офиолитовых разрезах обозначаются не только признаки деформации австрийской, но и ранне- и позднекиммерийской фаз складчатости. Итак, главнейшее значение в формировании современной структуры регионов имеют три офиолитовых шва: Севано-Акеринский, Зангезурский и Вединский (рис. 1.1). Их продолжение в Малую Азию и Иран доказано не везде достаточно убедительно.

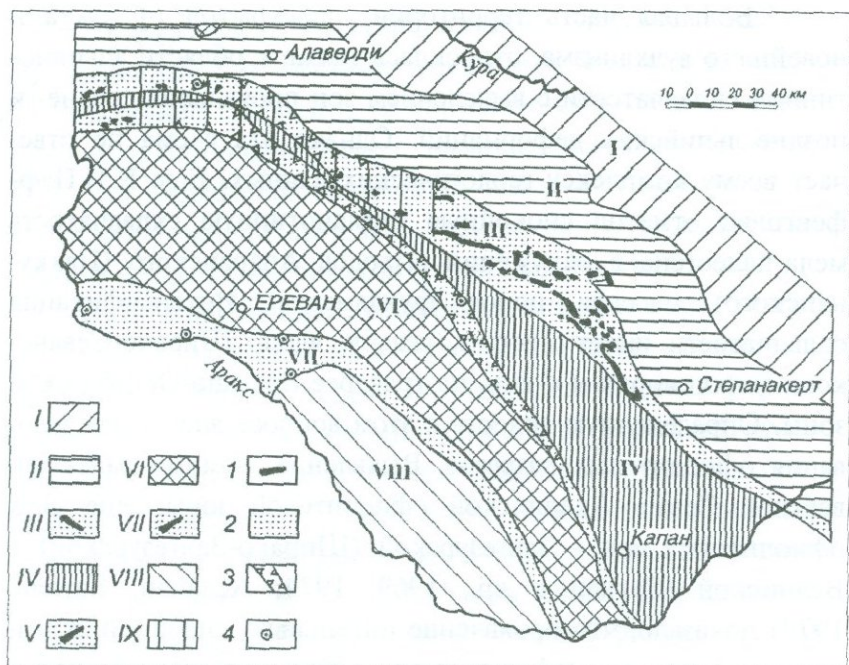


Рис. 1.1. Схема тектонического районирования Малого Кавказа.
(Составил М.А.Сатиан).

I - Предмалокавказская синклиноральная зона. II - Сомхето-Карабахская антиклинорная зона. III - Севанская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона. IV - Базумо-Кафанская антиклинорная зона. V - Зангезурская (Ширако-Зангезурская) офиолитовая зона. VI - Анкаван-Мегринская (Цахкунк-Зангезурская) антиклинорная зона. VII - Вединская офиолитовая зона. VIII - Урц-Джюльфинская антиклинорная зона. IX - Верин-Ахурянская - Севанская подзона синтаксиса (восточный сегмент Эрзинджан-Севанской зоны синтаксиса). 1 - выходы базит-ультрабазитового комплекса. 2 - участки развития тектонизированных толщ офиолитовой серии и офиолитокластических отложений в составе надофиолитового чехла. 3 - зоны вероятного развития пород офиолитовой серии по геофизическим данным. 4 - скважины, вскрывшие породы офиолитовой ассоциации позднего мезозоя.

Севано-Акеринская зона является продолжением Севано-Анатолийской зоны и, видимо, Приэльбурской в Иране. Продолжение Зангезурского шва на юг в северный Иран, вдоль Южно-Эльбурсского надвига, либо к Бафт-Наинской зоне остается спорным. Еще менее определено продолжение его на запад, к Эрзинджанскому синтаксису. Вединская зона, наиболее вероятно, связана структурным единством с Бафт-Наинской в Иране и через выходы у г.Кагызман продолжается через Таврскую южную часть Эрзинджанского синтаксиса к Южно-Анатолийской зоне, вдоль южного борта Киршихирского или Галатского массива (Сатиан, 1979, 1984). Промежуточная между офиолитовыми зонами Анкаван-Мегринская зона континентальной коры характеризуется маломощными разрезами юры-раннего мела при значительных мощностях в поперечных прогибах позднего мела и вдоль всей зоны осадочного, вулканогенно-осадочного и вулканогенного палеогена (Джрбашян, 1990). Кровля фундамента с позднепалеозойским чехлом приподнята на большей части протяженности зоны. Характерно также развитие мощного наземно-вулканогенного плиоцен-четвертичного комплекса.

Расположенная к югу от Вединской офиолитовой зоны Урц-Джультинская зона характеризуется развитием мощного субплатформенного средне-позднепалеозойского комплекса, сокращенными разрезами позднего мела, умеренными мощностями палеогена.

На юго-востоке Урц-Джультинская зона ограничивается Пальмиро-Апшеронским линеamentом, возникшим в палеозое, как продолжение авлакогена Сирийской плиты. В районе Джульты на северо-восточном ее продолжении от-

мечены вулканические продукты (Stepanov, et al. 1969). Урц-Джюльфинская зона ограничена с юга поднятием фундамента массива Б.Арарата и с запада Разданской поперечной зоной разлома. Западнее по правобережью р. Аракс палеозойский субплатформенный комплекс резко сокращен в мощности, и в разрезе Армянского Пара на древнем метаморфическом комплексе, залегают сокращенные в мощности известняки перми. К этому сектору юга Закавказья относится меридиональная полоса офиолитов траверса оз. Ван-Арабат, разобщающая Иранскую плиту от Малоазийской. Здесь же протягивается южный сегмент Транскавказского поднятия, с которым связано валообразное поднятие мантии в подошве коры, приподнятое положение кровли фундамента, развитие мощного новейшего вулканизма. Пересечение с Вединской офиолитовой зоной обозначено сменой в мезозойском разрезе щелочно-базальтового вулканизма толеитовым. Проявление толеитового вулканизма в разрезах юры в выходах вдоль западного края Цахкуняцкого массива также тягстее к зоне Транскавказского поднятия, то же относится к составу гранитоидов палеозоя Локского выступа фундамента. Близмеридионально расположенные массивы Лока, Храми и Дзирула, разделение мегантиклинория Большого Кавказа на восточный и более приподнятый, с кристаллическим палеозойским ядром, западные сегменты также связываются с Транскавказским валом.

В целом роль Транскавказского поперечного поднятия и сопряженных с ним меридиональных структур, по-видимому, значительна в формировании геологической структуры области в течение всего фанерозоя (Милановский, Короновский, 1971; Кашкай, Тамразян, 1956; Джрбашян, 1964).

1.2. Характеристика геофизических полей

Выделяются три типа сейсмических разрезов коры региона (Егоркина и др., 1976). В первом формируются несколько достаточно четких и протяженных границ обмена, во втором они отсутствуют, вместе с тем обозначаются точки обмена и диапазон 6-8 км. И тот, и другой типы разрезов позволяют обозначить или наметить наличие соответствующих границ в разрезе земной коры. Третий тип сейсмического разреза характеризует пересечение офиолитовых зон. Для него свойственно отсутствие границ обмена по всей мощности земной коры до глубины около 50 км; в некоторых пересечениях фрагментарно отбивается лишь поверхность "фундамента", изредка граница Конрада (Вединская офиолитовая зона), однако реальный ее геологический смысл пока неясен.

Оценка сейсмических данных по строению коры региона Кавказа (Павленкова, 1982) показала, что повсеместно выделяются две резкие сейсмические границы - поверхность фундамента (вне офиолитовых зон) и поверхность М. Границы эти прослежены по преломленным и отраженным волнам (5,8-6,2 км/сек и 7,8-8,2 км/сек). Промежуточные несколько границ не являются региональными и интерпретация границы Конрада и некоторых других промежуточных по всему региону Кавказа мало достоверна.

В строении земной коры обнаружены слои пониженных скоростей на глубинах 6-13 и 37-55 км при мощности слоев пониженных скоростей 2-10 км (Гаретовская, 1975). Значения отношений скоростей продольных и поперечных волн $K = V_p/V_s$ в слое, расположенном в верхней части коры обычно $K \geq 2$, и поскольку в этом слое на больших глубинах

получены близкие значения K , то предполагается существование на больших глубинах водных растворов и их паров (включающих некоторые тяжелые элементы) с образованием пластов разуплотненных пород, которым свойственны малые значения скоростей продольных волн и значения $K < 2$.

По магнитотеллурическим определениям, глубина залегания регионально выдержанных высокопроводящих мантийных слоев определяется цифрами порядка 70-100 км, 220-260 км, 440-460 км, 800-900 км. По данным станций "Земля", "Черепаша" (Егоркина и др., 1973, 1976; Осипова, 1981) и двум профилям ГСЗ, мощность коры колеблется в пределах от 38-40 до 52 км.

Аномалии силы тяжести в редукции Буге (Оганесян, 1977; Оганесян и др., 1981) преимущественно отрицательные, а в редукции Фая имеют преимущественно положительные значения. На региональном отрицательном фоне (в редукции Буге) выделяются две зоны субпараллельных относительных максимумов, разделенных зоной интенсивного минимума. На севере Предмалокавказской, Сомхето-Карабахской, а на юге Центрально-Армянской зонам характерна полоса интенсивных положительных аномалий. Полоса отрицательных аномалий силы тяжести совпадает с восточной частью Севанской котловины, Приереванским прогибом, включая часть Цахкуняцкого и Гегамского хребтов. Подчеркнем, что область развития верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма и особенно Гегам-Сюникского нагорья характеризуется аномально отрицательным гравитационным полем - результат скорее всего дефицита подкоровых масс (Асланян, 1970). Для этого региона характерны положительные значения магнитного поля и высокий тепловой поток. Расчетная глубина залегания кровли магнитовозмущающих масс состав-

ляет 2-5 км. Предполагается, что это вторичные застывшие магматические очаги плиоцен-четвертичного вулканизма (Бадалян и др., 1978).

Зоны глубинных разломов находят довольно четкое отражение и в магнитном поле - особенно в пределах Ширако-Зангезурского разлома. Интенсивные магнитные положительные аномалии размещаются в зоне развития новейшего вулканизма - Анкаван-Мегринской зоне, а также Сомхето-Карабахской зоне, практически лишенной проявлений новейшего вулканизма. Базум-Кафанской зоне (Габриелян, 1980) отвечает полоса отрицательных аномалий, граница с интенсивными положительными аномалиями Гегамского нагорья обозначается по середине котловины оз. Севан (Акопян, 1959; Бадалян и др., 1978). Различие магнитных характеристик полей развития мощного мезозойского вулканизма Сомхето-Карабахской зоны сравнительно с Базум-Кафанской зоной допускает корреляцию магнитного поля с раннеальпийским и домезозойским их основанием.

Геодезические данные свидетельствуют об опускании центральной части региона, Ширакской и части Араратской котловин (до 8 мм в год) при поднятии Сомхето-Карабахской зоны, Кафанского сегмента и части Среднеараксинской зоны (2-9 мм/год).

Геотермальное поле региона может быть подразделено на три крупные зоны, соответствующие главнейшим тектоническим зонам региона. В Сомхето-Карабахской, а также Базум-Кафанской зонах температура с глубиной растет и $\Gamma = 1,5-4,3^\circ\text{C}/100\text{м}$, тепловой поток оценивается в 0, мк/кал/см².сек. Значительно выше значение $\Gamma = 5^\circ\text{C}/100\text{м}$ теплового потока $Q = 2,00$ мк/кал/см² и более, в пределах Анкаван-Мегринской тектонической зоны. Наконец, в В

динской и Урц-Джюльфинской зонах эти параметры соответственно равны $\Gamma=1,5-3,3^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ и $Q=0,77-1,77 \text{ мккал}/\text{см}^2.\text{сек}$ (Асланян и др., 1980).

Очевидна приуроченность наибольших значений геотермического градиента и теплового потока к областям новейшего вулканизма, включающего массив г. Арагац, Гегамское нагорье и т.д.

1.3. Краткая характеристика неотектоники

Коллизия Аравийской и Евразийской плит привела к формированию Армянского нагорья и сопредельных с ним Восточно-Анатолийского и Иранского плато, Кавказского и Тавро-Загросского горных сооружений (рис. 1.2).

По новейшим исследованиям (De Mets et al., 1993), сдвигение Аравийской плиты север-северо-западное 338° , скорость 28 мм/год. Столкновение плит по Sengor, Kidd (1979) началось 13 милл. лет тому назад, Philip et al. (1989) полагают, что этот рубеж относится к 5 милл. лет.

В интересующем нас пересечении обособляются следующие главнейшие неотектонические структуры: Анатолийская плита, Восточно-Анатолийский левосдвиговый разлом (на юго-западе), Северо-Анатолийский левосдвиговый разлом (на северо-западе), Трансформный разлом Мертвого моря между Аравийской и Африканской плитами (на западе), Иранская плита, Багешский шов - Загросский складчато-надвиговый пояс (на юге), Макранская зона субдукции (на юго-востоке), Большой Кавказ-Эльбурс-Копетдагский складчато-надвиговый пояс (на севере).

Глубинное строение коры и мантии гетерогенное. Под Загросом субдуцированная океаническая кора не отделена от

Аравийской континентальной плиты (Bird, 1978), в то время, как в пределах Армянского нагорья, океаническая кора оторвана от Аравийской континентальной коры и погружена в верхнюю мантию (Zonenshain, Le Pichon, 1986; Innocenti et al., 1982; Spakman, 1985, 1991).

Северо- и Восточно-Анатолийский разломы пересекаются в западной части Армянского нагорья - в Эрзинджанском тройном узле (Triple-junction) - $39,3^{\circ}\text{C}$; $41,1^{\circ}\text{E}$ (рис. 1.2). Отсюда Северо-Анатолийский правосторонний сдвиг простирается в западном направлении около 1800 км до Эгейского моря.

В южной части Армянского нагорья близмеридиональное сжатие происходит в зоне Багешского шва, который представляет собой складчато-надвиговый пояс, в пределах которого осадки, включая четвертичные, вовлечены в складкообразование. Сдвиговый компонент деформаций уменьшается к востоку и юго-востоку от Армянского нагорья.

Определенную информацию о конвергенции плит даёт расположение линейных вулканических поясов. В описываемой зоне конвергенции позднемиоценовый, плиоценовый и четвертичный вулканизм на территории Армянского нагорья проявлен особо интенсивно (Карапетян, 1969; Ширина, 1970). Некоторые позднеплиоцен-четвертичные вулканические сооружения контролируются близмеридиональными разломами, связанными с растяжением земной коры, происходящим в результате бокового смещения микроплит под воздействием передвигающейся с ротационной компонентой Аравийской плитой (Mkrtchian H., 1995; Kazmin et al., 1986). К таким вулканическим структурам относятся Джавахетское и Гегамское вулканические нагорья. В то же время крупные,

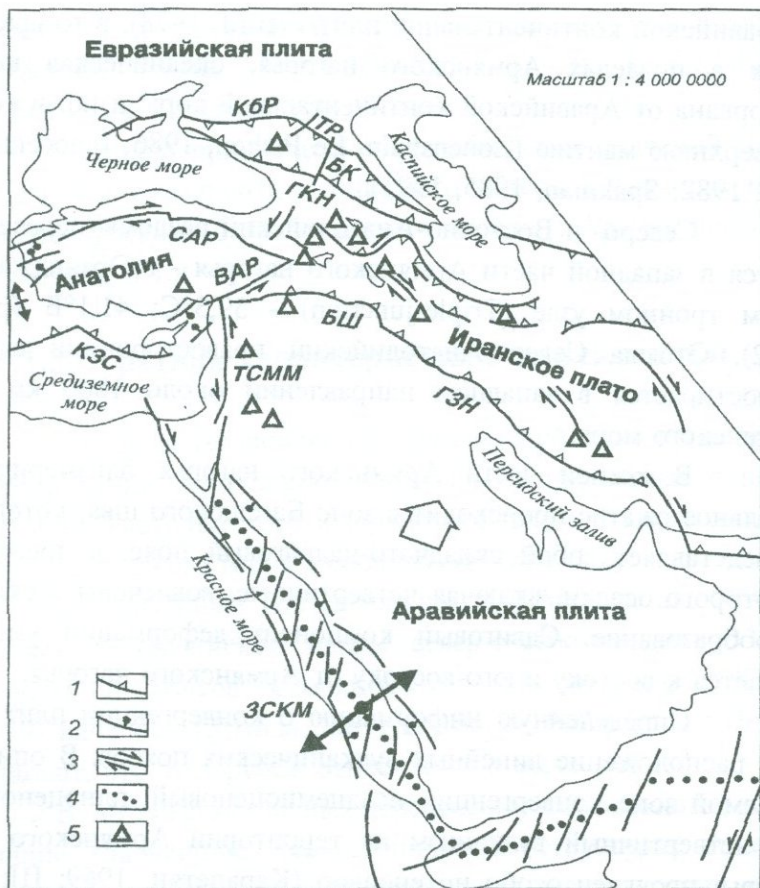


Рис. 1.2. Неотектоническая схема центрального сектора Альпийско-Гималайского орогена (Составил А. Мкртчян).

1 - надвиги и взбросы, 2 - сбросы, 3 - сдвиги, 4 - зоны спрединга, 5 - четвертичные вулканы.

АТУ - Афарский тройной узел, БК - Большой Кавказ, БШ - Багешский шов, ВАР - Восточно-Анатолийский разлом, ГКН - Главный Кавказский надвиг, ЗСКМ - Зона спрединга Красного моря, КБР - Кубанский разлом, КЗС - Кипрская зона субдукции, САР - Северо-Анатолийский разлом, ТР - Терский разлом, ТСММ - Трансформный сдвиг Мертвого моря, ГЗН - Главный Загросский надвиг.

относительно изолированные стратовулканические массивы, такие как Арарат, Арагац, Тондурек, Сипан, Немрут и др. тяготеют к узлам пересечений близмеридиональных и СЗ разломов.

Некоторые исследователи (Kazmin et al., 1987; Джрбашян, 1980; Садоян, 1989; и др.) формирование вулканических поясов близширотного простираения связывают с северонаправленной субдукцией под Армянское Нагорье и процессами плавления континентальной коры.

Геометрия разломов, так же как и их кинематика, исследованы пока еще недостаточно (Berberian, 1981; Philip et al., 1989; Karakhanian 19?).

Правосторонние сдвиги: Северо-Анатолийский, Тутах-Караязский, Ервандашатский, Игдырский, Гайлату (Балыкгёлу), Чалдыранский, Хойский, Котурский, Салмастский, Амасия-Севанский, Эльпинский, Хуступ-Гиратахский, Акеринский, Араксинский-1, Куринский и Тавризский.

Левосторонние сдвиги: Восточно-Анатолийский, Северо-Восточно-Анатолийский, Боржом-Казбекский, Эрзрумский, Горасан-Нарманский, Ахурянский, Араксинский-2.

Близширотные взбросы и надвиги: Багешский шов, Кагзванский, Главный Кавказский, Сомхето-Карабахский, Ереванский, Дашт-Муганский, и др.

Большинство из сильнейших ($M > 7$) землетрясений на территории Армянского нагорья малоглубинные, менее 15 км, хотя известны землетрясения с гипоцентрами глубиной до 50 км. Мощность земной коры колеблется между 38 и 54 км.

Тектоническую границу между Армянским нагорьем и Арабской платформой составляет Багешский (Битлисский) шов - активная, складчато-надвиговая зона.

Меридиональное направление стресса определяет образование складок близширотного простирания с более крутопадающими южными крыльями. В течение позднего миоцена реликты океанической коры Тетиса были здесь субдуцированы.

Расположенная на севере Армянского нагорья Рион-Куринская межгорная депрессия, с севера ограниченная надвигами Большого Кавказа, представляет зону растяжения, где в неоген-четвертичном этапе аккумуляровались осадки, мощностью более 8 км. Возможно, растяжение явилось результатом комбинации клинообразного открывания флексурного изгиба литосферы и движений вдоль Куринского сдвиго-сбросового разлома.

Расположенный к юго-востоку от Армянского нагорья регион Иранского плато включает тектонические зоны: Загросский складчато-надвиговый пояс, Макранскую зону субдукции; Центрально-иранские надвиго-складчатые пояса и депрессии; Эльбрусский складчато-надвиговый пояс.

Деформации сжатия, главным образом, происходят в виде крутопадающих взбросов, которые представляют собой граничные линии горных сооружений и межгорных депрессий. Из сдвиговых перемещений преобладают правосторонние (Berberian, 1981; Караханян). Изостатические расчёты (Jacson & McKenzie, 1988) показывают: сжатием (примерно 2 см/год) можно объяснить воздымание Загроса на высоту около 2 км от уровня моря в течение последних 5 миллионов лет.

Фанерозойский осадочный комплекс зоны Загроса, мощностью 6-12 км образует складки северо-западного простирания, при этом фундамент сжимается и утолщается вдоль взбросов. Складки ассиметричные, с крутопадающими юго-

западными крыльями. Надвиги и складки представляют около 20% от 250 км ширины Загроса (Berberian, 1981).

Аномалии Буге, сейсмологические и геологические данные позволяют допускать, что под Загросом поверхность Мохо падает на северо-восток под углом 1° , а под Главным Загросским надвигом - до 5° . Глубина поверхности Мохо возрастает от 40 км на юге Загроса до 65 км под надвигом (Snyder, Barazangi, 1986). Гравитационное поле Буге предполагает некоторую изостатическую компенсацию.

Сейсмологические данные согласуются с моделями сжатия и утолщения фундамента, с реактивацией и сменой старых сбросов на взбросы. Размещение гипоцентров и фокальные механизмы землетрясений здесь имели взбросовый характер и порождались на глубинах 6-12 км, вдоль крутопадающих взбросов.

Наличие активного вулканического пояса в Загросе и происхождение по крайней мере, одного среднеглубинного (107 км) землетрясения под вулканическим поясом позволили (Pamuk et al., 1979; Berberian and Berberian, 1981; Kadinsky Cade and Barazangi, 1982) заключить, что океаническая литосфера в пределах Загроса продолжает оставаться связанной с Аравийской плитой.

С послеколлизионной историей развития Центрального Ирана связаны проявления магматизма и региональные поднятия. Толщина земной коры составляет около 45-50 км (Peive and Yanshin, 1979). Сейсмичность Центрального Ирана охарактеризована прерывистыми поверхностными (до 12 км) землетрясениями, происходящими по взбросам, которые контролируют горные системы. Региональное сжатие составляет примерно 25% на С-СВ - Ю-ЮЗ направлении (Berberian, 1981).

Эльбурсская складчато-надвиговая зона представляет собой чётко выраженную горную систему. Эльбурсский хребет поднимается вдоль круто-падающих взбросов, окаймляющих его с севера и с юга. Современная тектоническая активность Эльбурса выражается четвертичным и голоценовым вулканизмом и землетрясениями. Механизм землетрясений взбросовый, с второстепенными сдвиговыми компонентами. Косейсмическое сжатие Эльбурса составляет около 10 мм/год (Jacson and McKenzie, 1988).

Тектоника Малазийского региона также определяется процессами континентального столкновения Аравийской и Евразийской плит. Анатолийская плита сдвигается на запад со скоростью примерно 10 мм/год. Заключенная между Северо- и Восточно-Анатолийскими разломами микроплита демонстрирует один из интересных примеров тектонического "пробега" (Sylvester, 1988).

Северо-Анатолийский разлом - правосторонний сдвиг СЗ простирания, протягивается на 1800 км от Эрзинджанского узла на востоке до Эгейского моря на западе.

Две ветви сбросов Северо-Анатолийского разлома формируют узкую рифтовую структуру, выполненную молодыми осадками и продуктами четвертичного вулканизма. От Ерзнка до Никсара разлом маркируется многочисленными родниками, травертинами, деформированными речными долинами, просевшими прудами и приразломными складками.

Начиная с гор. Амасии, простирание его меняется на З-ЮЗ, продолжается до Езкибазара, вблизи которого он раздваивается, ограничивая тектоническую депрессию Кага (Sengor and Canitez, 1982). Возраст разлома находится между 5 и 20 миллионами лет. Средняя скорость перемещений по разлому составляет около 1,5-2 см/год, а общий сдвиговый

компонент - около 80 км (Sengor, Canitez, 1982). По другим данным возраст разлома составляет 5-8 миллион лет, общий сдвиг - примерно 40 км вблизи Ерзнка и 15 км - вблизи моря Мармара, скорость передвижения - 0,5-0,8 см/год (Barka, Kadinsky Cade, 1988).

На некоторых сегментах Северо-Анатолийского разлома происходит асейсмический крип ($V \approx 2$ см/год). Разлом углубляется в земную кору как широкая разломная зона (Ambraseys, 1970).

Сильные землетрясения зоны Северо-Анатолийского разлома известны с ранних исторических времен. Фокальные механизмы большинства средних и сильных землетрясений представляют правосторонние сдвиги (McKenzie, 1972; Jackson and McKenzie, 1984) с гипоцентрами на глубинах между 0 и 50 км (Nowroozi, 1971). По данным Barka and Kadinsky Cade (1988), промежутки затишья имеют длительность около 400 лет, а, по данным Ambraseys (1970) - около 150 лет.

Относительное движение между Анатолийской микроплитой и Аравийской плитой происходит по Восточно-Анатолийскому разлому, который простирается от Эрджинджанского тройного узла на СВ до залива Адана на ЮЗ. По многим морфологическим признакам разлом схож с Северо-Анатолийским, но отличается большими перерывами по простираению. В пределах одного из них расположены депрессия и озеро Цовк (Хазар).

Возраст Восточно-Анатолийского разлома плиоценовый, а общий сдвиг составляет порядка 22-27 км - геологическая скорость сдвига - примерно 0,5 см/год (Arpat, Saroglu, 1972). По данным Kiratzi (1993), происходит растяжение со скоростью 0,9 см/год по азимуту 100° В-ЮВ, и сжатие 0,5 см/год по азимуту 10° СВ.

В зоне разлома в историческое время произошли несколько землетрясений интенсивностью > 8 баллов, а в течение последнего столетия, произошли несколько землетрясений с $M > 6,5$ (1905, 1908, 1971). Большинство этих землетрясений сконцентрированы вблизи СВ и ЮЗ концов Восточно-Анатолийского разлома и имеют существенную взбросовую компоненту. Микроплита сдвигается на запад со скоростью около 1,5 см/год.

Глава 2.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

2.1. Седиментационные бассейны

Развитие в геологическом времени и пространстве седиментационных бассейнов теснейшим образом обусловлено геодинамическими процессами внутренней области Тетиса, наиболее динамичной и подверженной цикличному развитию (“возрожденный Тетис”). Характеристика седиментационных бассейнов предполагает их типизацию, выделение бассейнов, которые наиболее продуктивны в отношении углеводородов: краевых и задуговых морей, меж- и внутриконтинентальных рифтов и др.

2.1.1. Седиментационные бассейны варисцийского и раннекиммерийского этапов (D-T)

Гондванские фации осадочного палеозоя палеонтологически датируются средним-верхним палеозоем. Они объе-

диняются с карбонатным ранним-средним триасом и, возможно, включают в основании разреза аналоги североиранских формаций Лаширак, Ниур и Мила, относящихся к ордовик-силурийскому этапу. Вскрытые в скв. Велидаг кварцевые песчаники, аргиллиты и графитизированные известняки, условно относящиеся к низам девона, составляют связующее звено разреза палеозоя.

Достаточно полно литологически изученные морские мелководные отложения среднего-позднего палеозоя - среднего триаса, подразделяются (Нисанян, 1986) на: карбонатную формацию среднего девона (до 500-900 м), карбонатно-терригенную формацию позднего девона-раннего карбона, иногда с битуминозными известняками и прослоями глинистых сланцев (1000-1800 м), формацию латеритов среднего-позднего карбона (30 м), известняковую формацию перми (500 м) - обычно с нею объединяют известняковую формацию раннего-среднего триаса, и суммарная мощность возрастает до 1500 м. Общими для всего ряда формаций признаками являются существенно кварцевый состав песчаников и терригенной компоненты - в известняках, проявление битуминозности в пермском разрезе, кавернозность известняков перми и отчасти нижнего карбона, преобразование пород на уровне глубинного эпигенеза, сокращение мощностей формаций к СВ от бассейна р. Веди и к западу от меридиана долины р. Раздан.

В бассейне р. Аргичи на отложениях раннего карбона, с размывом и перерывом в осадконакоплении, залегают карбонатно-терригенные отложения раннего турона и коньяка. К западу от Аргичинской антиклинали разрез девона-триаса, видимо, включает карбонатные отложения, на что

указывают глыбы и валуны этих пород в разрезе туронских обломочных отложений Шугаибской антиклинали. В верховье р. Веди (Джерманис) обнажаются нижнетриасовые карбонатные отложения (90 м), сменяющиеся вверх по разрезу аргиллитами и желваковыми известняками среднего триаса (44 м). Выше них залегают угленосные терригенные глинисто-песчаные отложения позднего триаса мощностью до 400 м.

Сокращение мощностей осадочного палеозоя предполагается к западу от бассейне оз. Севан, в строении Гегамского нагорья (рис. 2.1) и Центрального прогиба. Данных здесь пока недостаточно. Лишь скв.Раздан-14 под терригенными отложениями коньякского возраста вскрыла перекристаллизованные известняки древнего облика, которые условно сопоставимы с мраморизованными известняками верхней серии древнего метаморфического комплекса региона. Палеозой отсутствует (?) в изученных разрезах Цахкуняцкого массива, где верхнемеловые отложения с размывом перекрывают метаморфический комплекс. В пределах правобережья р. Аракс, к западу от г. Арарат маломощные известняки перми несогласно залегают на фундаменте, однако вдоль южных отрогов г. Арарат картируются довольно мощные отложения палеозоя, сходные с разрезами восточного Приаракся. Как видно, для оценки домезозойского разреза Центрального прогиба необходимы дополнительные исследования.

Итак, наращивание мощностей субплатформенного палеозоя имеет место к юго-востоку, в северном Иране, а сокращение мощности разрезов среднего-верхнего палеозоя - в северо-западном и северо-восточном направлениях, к Севано-Акеринскому шву. Оно сопровождается выпадением из разрезов формаций латеритов и уменьшением признаков би-

туминозности пермского известнякового разреза, наращиванием терригенных отложений в разрезе позднего девона - раннего карбона. Таковы разрезы Аргичинского и восточного крыла Мегринского антиклинориев.

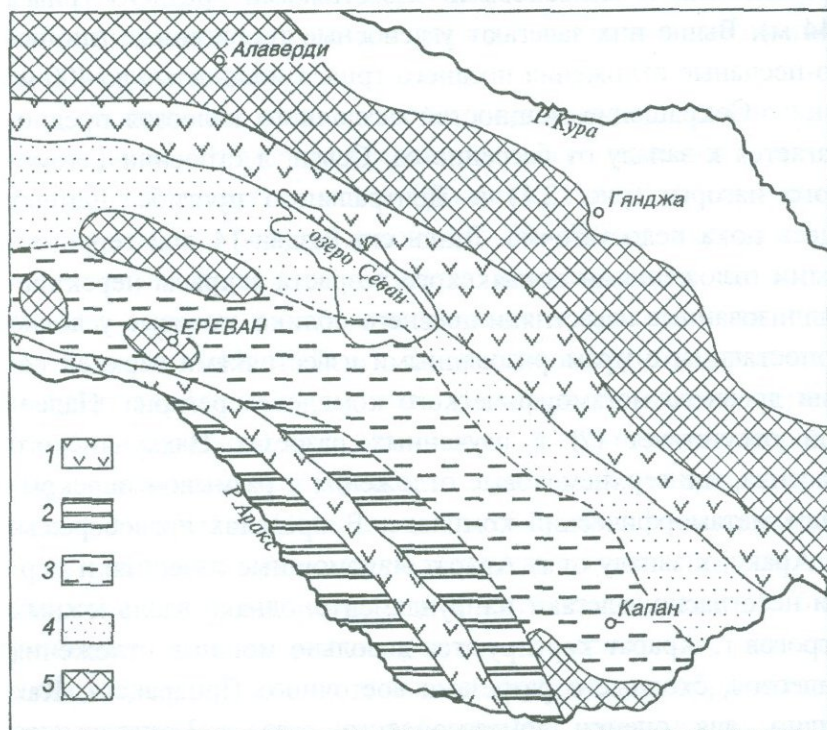


Рис. 2.1. Схема палеотектонической зональности Закавказья в среднем-позднем палеозое-триасе. (Составил М.А.Сатиан).

1. Зона развития вулканогенно-осадочных отложений (интраконтинентально-рифтовый комплекс, T_3).
2. Зона максимальных мощностей развития осадочных отложений (параплатформенный комплекс, Pz_{2-3}).
3. Зона сокращенных мощностей параплатформенных отложений.
4. Предполагаемая зона нулевых или сокращенных мощностей, местами с вулканической примесью.
5. Зона устойчивых поднятий.

В пределах Севано-Акеринского шва отмечаются обломки известняков франского яруса в разрезе мезозоя Сузулукской гряды (Соколов, 1977), обломки известняков с плохо определимыми брахиоподами палеозоя, с кораллами перми - все они связаны с размывом палеозойской суши при накоплении граувакковой формации раннего сенона. Существенно вулканический и вулканогенно-осадочный палеозой ожидается в Севано-Акеринской зоне (Злобин, Закариадзе, 1993). Весьма вероятно продолжение палеозойских офиолитовых или сходных образований Северо-Анатолийского шва на Малый Кавказ. Это принципиально иной тип бассейна, более сходный с впадинами, подстилаемыми океанической или субокеанической корой.

На структурном продолжении в Восточную Анатолию вулканогенный пермо-карбон условно выделен в районе Эрзинджана (Bergougnan, 1976) и западнее, от Бурсы до Амасы (Brinkmann, 1976; Fourquin, 1975). Гипербазиты этой полосы находятся в пространственной связи с метабазитами, а обломки гипербазитов встречены в пермских отложениях. В северном Иране вулканические и вулканогенно-осадочные разрезы позднего девона-перми развиты западнее Решта (Devies e.a., 1972). Они включают продукты основного вулканизма. Обломки гипербазитов выявлены в основании мезозоя этого района. На северном склоне восточного Эльбурса известны выходы ультраосновных и основных лав раннекаменноугольного возраста (Majidi, 1979). Метабазиты всех этих разрезов, ассоциирующиеся с терригенными отложениями, вряд ли представляют осадки типичных океанических ванн. Перспективы их нефтегазоносности явно ограничены наложением зеленосланцевого метаморфизма; сходный уровень

метаморфизма характеризуют выходы герцинского фундамента в ядрах антиклинориев Сомхето-Карабахской зоны и выступов Лока, Дзирули и Храми Закавказского срединного массива.

Герцинская орогения существенно меняет план распределения осадочных бассейнов: закрываются бассейны северной половины Транскавказского пересечения и открываются бассейны вдоль его южной половины. Такая схема сопряженности во времени закрытия Палеотетиса и открытия Мезотетиса не является общепринятой. Существует предположение о непрерывном развитии океана Тетис и о наследованном развитии Мезотетиса (Адамия, 1982, 1989; Ustaömer e.a., 1993, 1994). Более категоричные возражения этой схеме высказал И.Штеклин (1984): "ни один из этих бассейнов не сохранил своего океанического характера после начала герцинских тектонических движений в карбоне".

Конкретные геологические разрезы, особенно граничных горизонтов, свидетельствуют скорее о непрерывно-прерывистом развитии тетических глубоководных впадин; проблема сводится к существенным деформациям осадков древнего этапа, но в подводных условиях, перед формированием молодой впадины, возникающей примерно на месте ранней, с несогласном залеганием более молодых отложений. К новообразованным следует отнести крупные бассейны, вмещающие офиолитовую ассоциацию или только глубоководные осадочные ее компоненты. Таковы разрезы центрального и восточного Понта: формация Кюре и ее аналоги - бассейны, отнесенные к Палеотетису - II (Belov e.a., 1976). Они весьма условно трассируются в Закавказье к выходам Дзирула (Ustaömer e.a., 1993, 1994), либо вдоль северных предгорий Сом-

хето-Карабахской зоны (Gamkrelidze, 1986). Не исключена их связь с Севано-Акеринской зоной, где в составе офиолитового разреза выявлены олистолиты галобиевых известняков, радиоляритов, с характерным комплексом радиолярий позднего триаса и ранней юры (Книппер и др., 1997). Очевидно, что разрезы формации Кюре по парагенезам вулканитов с терригенными отложениями, а также особенностями петро-геохимии вулканитов относятся не к осадкам океана, а скорее к тыловым бассейнам растяжения, возникшим при северонаправленной субдукции палеозойской океанической коры под срединный массив Понта (Ustaömer e.a., 1993, 1994). Находки в Севано-Акеринской зоне более глубоководных осадков - радиоляритов и микритовых известняков позднего триаса, очевидно, не подтверждают эту схему. Кроме того, низкий уровень метаморфизма радиоляритов и известняков, соответствующий раннему эпигенезу, контрастирует с зеленосланцевым уровнем преобразования пород формации Кюре. В этом отношении последние более сходны с метаосадками разрезов Дзирула. Поэтому надо искать иные объяснения существования глубоководных офиолитовых бассейнов конца палеозоя-раннего мезозоя области Закавказья. Немаловажно, что сходные известняково-радиоляритово-вулканогенные разрезы позднего триаса имеются в покровных пластинах свиты Хавасина и Сумейл офиолитовых покровов Омана (Glenie e.a., 1973) Тавра, и Анталы (Bremner, 1971). В Синандж-Сирджанской зоне условно к триасу-юре отнесены филлиты и темные сланцы ("блестящие сланцы"), включающие прослои вулканокластических пород.

Раннемезозойские зоны рифтинга Ирана рассматриваются как зоны задуговых растяжений в связи с северонаправ-

ленной субдукцией на юге Иранского континента (Казьмин, Сборщиков и др., 1987). В пространстве между Севано-Акеринской сутурой и Периаравийскими выходами субофиолитового позднего триаса, а именно в Вединской офиолитовой зоне рифтового типа, выявлены синхронные микрослоистые известняки с конодонтами позднего триаса, а также вулканомиктовые песчаники и гравелиты с разной долей кварцито-кластического палеозойского компонента. Они обнаружены в составе серпентинитового меланжа Ерахского хребта, в 40 км юго-восточнее Еревана (Сатиан и др., 1999).

Радиологический (K/Ar) возраст вулканомиктовых песчаников - 240-245 млн.лет: вероятно некоторое одревнение K/Ar данных за счет примеси палеозойских кварцитов (с мусковитом). Литологически эти песчаники сходны с выступающим в Джерманисской антиклинали угленосным поздним триасом. Известно, что в разрезах перми этой зоны отмечена резкая смена ассоциации терригенных минералов, появление вулканомиктовой ассоциации: авгита, магнетита, амфибола (Нисанян, 1986).

Позднепалеозойский-раннемезозойский вулканогенный рифт не вскрыт и, вероятно, он погребен, продолжаясь на востоке через осевую часть Шагапской синклинали, северный борт Вединского пермо-позднетриасового рифта погребен под новейшими лавами Варденисского нагорья. Так, отложения триаса вскрыты скважиной в долине р. Элегис на южном склоне нагорья. Дальнейшее его продолжение остается неясным, более вероятен поворот оси прогиба на ЮВ, к долине р. Аракс.

2.1.2. Седиментационные бассейны альпийского цикла (J-Q)

История геологического развития области, начиная с юрского до четвертичного времени, отмечена интенсификацией разномасштабных тектонических движений и резкой активизацией вулканических процессов.

На месте замыкания палеозойских седиментационных бассейнов возникают мезозойские, преимущественно терригенные прогибы. В разрезах этих прогибов, наряду с мелководными осадочными фациями, почти повсеместно присутствуют вулканогенно-осадочные и часто собственно вулканические фации. Последние отличаются большим разнообразием петро- и геохимических характеристик, присущим разным конкретным геодинамическим обстановкам (Ломизе, 1983; Казьмин и др., 1989; Остроумова и др., 1987; Джрбашян, 1994).

2.1.2.1. Седиментационные бассейны ранне-среднеальпийского этапа (J_1 - P_2)

Раннеюрская история развития активной окраины области Тетис отмечена преобладающим режимом растяжения и формирования ансамбля разнотипных тектонических структур, возникших на месте замкнувшихся палеозойских бассейнов. В пределах развития субплатформенных фаций гондванского типа, уже причлененных к активной окраине (Зоненшайн и др., 1987), масштабы растяжения были значительно меньшими. Большой Кавказ представлял в это время область терригенной (пелитовой в осевой части бассейна)

морской седиментации и лишь на юге его проявился подводный толеитово-базальтовый вулканизм (рис.2.2).

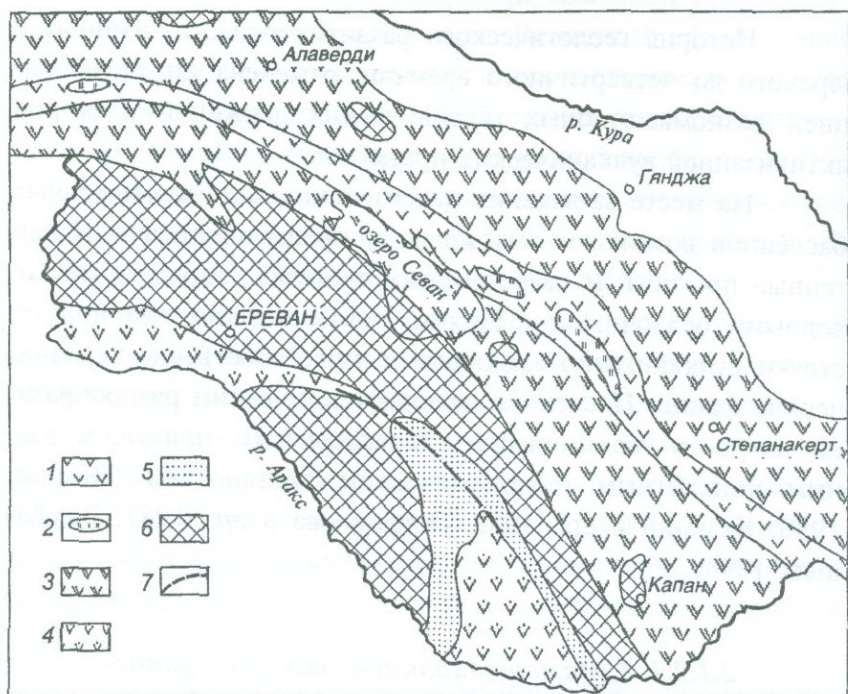


Рис. 2.2. Схема палеотектонической зональности Закавказья в поздний триас-раннеюрское время. (Составил М.А.Сатиан).

1. Сравнительно глубоководный вулканический прогиб (T_3-J_1). 2. Участки развития офиолитовой ассоциации. 3. Зона раннеюрского мелководного известково-щелочного отчасти толеитового вулканизма (островодужного типа) и терригенной седиментации вблизи унаследованных поднятий. 4. Внутриконтинентальная рифтовая зона базальтоидного вулканизма (преимущественно щелочного). 5. Краевая зона с преимущественно терригенным осадконакоплением. 6. Поднятия. 7. Главные разломы.

В расположенном южнее Закавказском срединном массиве к концу раннеюрского времени приурочено проявление

ние риолит-андезитового (с небольшой долей базальтов) вулканизма антидромной последовательности (разрез сверхглубокой скважины Саатлы). Судя по петрохимическим особенностям вулканических продуктов, конец лейаса знаменует начало компрессии, достигшей максимума в байосе, в обстановке, возможно, сходной с формированием островных дуг, с проявлением признаков "континентализации" магм (Остроумова и др., 1987).

В пределах Закавказского срединного массива обозначается область терригенных мелководных фаций (Храми и Лок), южнее, на подступах к Севано-Акеринскому шву - аналог базальт-кератофировой формации Келькит (лейас), где несогласно на ней залегают отложения поздней юры. Отсутствие в разрезе отложений средней юры может быть объяснено формированием вдоль борта Севано-Акеринского прогиба поднятий. Другая область ранне-среднеюрской седиментации и вулканизма находилась вдоль южного края Широко-Зангезурского шва, где предположительно к лейасу относится толеит-базальтовая терригенная толща, а к байосу - известково-щелочная, включая грубые продукты эксплозий (Агамалян, 1987). Далее на юг, в области Южно-Армянского блока (Зоненшайн и др., 1987), в Ерахской антиклинали Вединской зоны в составе серпентинитового меланжа выявлены глыбы спилитов, радиологический (К-Аг) возраст которых определяется в 197 млн.л. и, вероятно, они синхронны вулканитам щелочно-базальтовой серии лейаса Приараксия (с. Неграм). Байосско-батская, существенно глинистая толща, содержащая прослой песчаников и карбонатов, залегает на вулканитах лейаса полосы Неграм-Азнаберд. Мы не знаем размеров этого осадочного бассейна, хотя очевидно, что он

может представлять интерес в отношении поисков нефти и газа.

Терригенная угленосная толща - аналог формации Шемшак северного Ирана, обнажающейся также в Иранском Талыше и восточнее и севернее оз. Урмия, весьма вероятно, развита в низах юрского разреза Капанского антиклинория. Достаточно глубокое - до 5 км расположение уровня поверхности фундамента в осевой части антиклинория (по данным сейсмического профилирования) позволяет экстраполировать вулканогенный байос (2,5 км), выступающий в ядре антиклинория, и достроить разрез мощным (до 0,5-1 км) раннеюрским комплексом.

В среднеюрское время, с байоса, компрессия коры всего региона Кавказа и Закавказья привела к существенным перестройкам седиментационных бассейнов. Резко сокращается вулканизм в бассейне Большого Кавказа и происходит рост внутренних поднятий (Шолпо, 1993; Шолпо и др., 1983). Интенсифицируется известково-щелочной вулканизм в пределах Закавказского срединного массива. В его осевой части, по данным бурения скв.Саатлы, продукты вулканизма относятся к известково-щелочной серии, но дифференцированы они слабо, с явным преобладанием в разрезе базальтов, которые наряду с андезитами несут признаки "континентализации". Вместе с тем, в отличие от разреза лейаса, насыщенного риолитами и андезитами, в байосских разрезах продукты вулканизма обладают признаками вовлечения в магматические расплавы мантийных источников (Остроумова и др., 1987). Наиболее дифференцированные базальт-риолитовые вулканические островодужные серии характеризуют Сомхето-Карабахскую зону. Байосские вулканы Мровдагского

антиклинория этой зоны петрохимически существенно отличаются от вулканитов саатлинского разреза (Абдулаев и др., 1983). В составе продуктов вулканизма Сомхето-Карабахской зоны опознаются толеитовые, известково-щелочные серии и дифференциаты бонинитовых серий (Мелконян, 1989; Магакьян, 1993). По латерали составы вулканических пород байоса существенно варьируют.

Батские угленосные отложения Алавердского антиклинория, ассоциирующие с базальтами и андезитами, по направлению к Карабахскому антиклинорию наращиваются в мощности за счет развития вулканических продуктов. Палеовулканологические реконструкции выявляют в Сомхето-Карабахской зоне кольцевые вулcano-тектонические структуры, контролирующие медно-серно-колчеданное и полиметаллическое оруденение (Мурадян, 1994; Джрбашян, 1990). К верхам разреза байоса появляются признаки возникновения наземно-островного вулканизма, маркируемые горизонтами спекшихся туфов. Это зачатки островных поднятий, которые получают дальнейшее развитие на этапе батских орогенных движений, а в позднеюрскую трансгрессию окаймляются мелководными седиментационными бассейнами. Перспективы нефтегазоносности среднеюрского вулканогенного комплекса, очевидно, крайне незначительны.

Предкелловейские складчатые движения существенно преобразили план тектонического развития островодужных зон: Сомхето-Карабахской и Капанского сегмента. Отложения келловей и вулканогенно-терригенно-карбонатные оксфорда-кимериджа, объединенные общностью истории развития, залегают резко несогласно, с размывом на среднеюрских, занимая структурную позицию вокруг уже сформировав-

шихся вулканических островных поднятий предшествующего этапа. Терригенно-угленосные толщи келловей и вулканогенно-карбонатно-терригенные толщи оксфорд-кимериджа представляются перспективными в отношении нефтегазности.

Позднеюрская трансгрессия, явившаяся следствием крупного эвстатического подъема уровня океана, совпала с мощными процессами рифтогенеза континентальной коры на значительном пространстве Мезотетиса. Глубоководные офиолитовые серии этого возраста простираются от Западных Альп в Лигурию и далее на Балканы и Переднюю Азию. Их развитие тесно связано с раскрытием Атлантики. Восточный Мезотетис испытал воздействие Тихого океана, где представлял наиболее крупный в поперечнике бассейн. Все более узким становился этот бассейн к западу и особенно в Иранском сегменте, в значительной мере и в Закавказье, где рифтогенез проявился в относительно меньших масштабах. С севера эту область окружали мелководные бассейны, возникшие в пределах Закавказского срединного массива. Так, щелочно-базальтовые континентальные рифтогенные прогибы известны в западной Грузии (Буадзе, 1989), карбонатные мелководные, видимо, также рифтогенные бассейны - в центральной части Куринской зоны. Более интенсивный известково-щелочной базальт-риолитовый вулканизм проявился в Сомхето-Карабахской зоне и Капанском сегменте. Переходными к микроокеанической Севано-Акеринской впадине служили фации плитчатых известняков (оксфорд-титон), хорошо изученные в Эрзинджанских разрезах (Bergougnan, 1976), а более верхние горизонты (титон-неоком) - в разрезах Базумского хребта (Мандалян, 1980).

Менее подробно изучены их аналоги в Зангезурской офиолитовой зоне, хотя несомненно их наличие в разрезах г. Хуступ и бассейне р. Гиратах.

Петрохимические особенности вулканитов Севано-Акеринской зоны не подтверждают их принадлежности к срединно-океаническим обстановкам. Более уверенно опознаются в этих разрезах вулканиты островодужного типа (Закариадзе и др., 1993).

Севано-Акеринский и Зангезурский рифты на севере и Вединский рифт - на юге к тому времени были уже разделены зоной поднятий древнего фундамента, испытавших в поздней юре слабое прогибание. Эта зона, именуемая нами Анкаван-Мегринской, заслуживает дальнейшего исследования для уточнения особенностей развития позднеюрских бассейнов., погребенных под мощными молассами неогена и молодым вулканическим комплексом. Наиболее интересна с этой точки зрения полоса вдоль южного края выходов байкальского фундамента. По сейсмическому профилированию она относится к наиболее погруженной части поверхности фундамента. Кроме того, вдоль западного крыла Цахкуняцкого массива имеются выходы пород ранне?-среднеюрского и позднеюрского-неокомского вулканического и вулканогенно-осадочного комплексов. Средне-верхнеюрские вулканогенные образования ожидаются и на ЮВ Центрального прогиба, учитывая обнаружение в основании поздне-мелового разреза Шугаибской антиклинали, наряду с галькой и валунами пермских и триасовых известняков, мелкой гальки пропилитизированных андезитов, сходных с таковыми островодужных зон региона. В пересечении зоны офиолитового синтаксиса Севанского бассейна реконструкциями

различаются с востока на запад: интенсивно смятые глубоководные отложения Севано-Акеринской впадины, аналоги разрезов мезозоя Капанского антиклинория, реликты Зангезурской офиолитовой серии (в осевой части акватории) и, наконец, относительно слабо дислоцированные отложения, принадлежащие Анкаван-Мегринской зоне, - аналоги сокращенных в мощностях разрезов Центрального прогиба.

Позднемеловые седиментационные бассейны южного края Закавказского срединного массива характеризуются широким развитием вулканизма. По данным бурения, здесь развиты андезиты, базальты, реже риолиты альб-коньякского возраста, относящиеся к Предмалокавказскому прогибу, наложенному на северо-восточное крыло Сомхето-Карабахской зоны. Так, в Кировабадском нефтегазоносном районе мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает 2 км (Алиев и др., 1985), верхняя часть разреза верхнего мела повсеместно представлена известняками, мощностью от 100-200 м и до 800 м. В Евлах-Агджабединском нефтегазоносном районе, который с северо-востока ограничен поднятиями Саатлы-Геокчайской зоны, верхнемеловые вулканогенные породы нефтеносны. К поднятиям эффузивные породы сменяются туфогенными. К западу, в междуречье Куры и Иори досенонский разрез представлен терригенно-туфогенными отложениями с прослоями известняков. На западе Закавказского массива с альба, возможно, с апта произошло заложение Аджаро-Триалетского рифта. Его продолжение в бассейн Черного моря (Адамия и др., 1974), по мнению Г.Ш.Надарейшвили (1981), недостаточно доказано, и возможно трассирование рифта к северной части восточного Понта. Интенсивное проявление преимущественно базальто-

вого вулканизма локализовано вдоль меридиональных разломов, видимо, отражающих в верхах коры меридиональное Транскавказское поднятие. Вулканизм резко ослабевает на удалении от него, сменяясь карбонатной седиментацией. К югу в разрезах альба-сантона Сомхето-Карабахской зоны мощность вулканогенной толщи известково-щелочной серии (Сатиан, 1974; Мнацаканян, 1964) варьирует от 1,2 км вдоль северного края зоны на стыке с Куринским рифтом мезозоя до 100-200 м к югу, вдоль Агстевского поперечного прогиба, где в разрезах преобладают туфы и туффиты.

В альб-коньякских мелководных прогибах Анкаван-Мегринской и Урц-Джультинской зон, разделявших островные суши, происходило накопление терригенных и, в меньшем количестве - карбонатных отложений (рис. 2.3). С замыканием офиолитовых рифтов на их месте формируются внутренние офиолитовые горст-антиклинальные поперечные поднятия и грабен-синклинальные мелководные бассейны, в пределах которых существенно офиолитокластические отложения, обычно ритмического сложения, имеют резко изменчивые мощности - от 150-250 м, максимальные до 600 м. Раннесантонским терригенным отложениям синхронны локальные проявления базальтоидного вулканизма, который имеет щелочной состав вблизи стыка с обрамлением (щелочно-базальтовая толща верховьев р. Масрик и др.).

Позднесенонское время характеризуется почти повсеместным на Кавказе и в Закавказье накоплением карбонатных отложений - преимущественно формации микритовых известняков. Наиболее обширная за мезозой позднесенонская морская трансгрессия связывается с эвстатическим поднятием уровня океана. Мощности карбонатных отложений

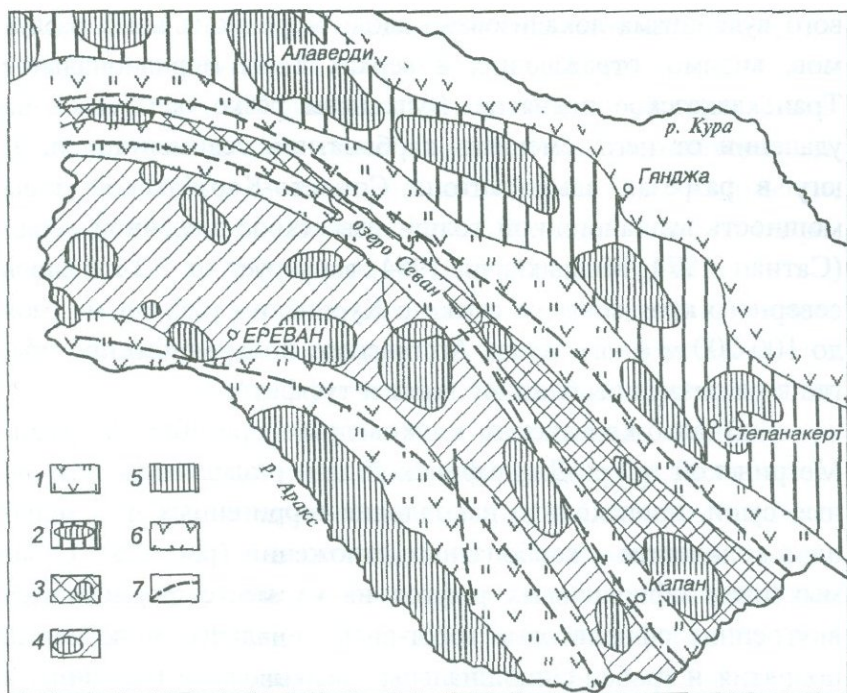


Рис. 2.3. Схема палеотектонической зональности Закавказья в позднеюрско-поздне меловое (доверхнесенонское) время.
(Составил М.А.Сатиан)

1. Офиолитовые прогибы с СВ на ЮЗ: Севанский, Зангезурский, Вединский. 2. Сомхето-Карабахская зона с поднятиями и поперечными эффузивно-вулканогенными мелководными прогибами. 3. Базумо-Капанская зона поднятий с размещенными в ее пределах мелководными, преимущественно эффузивно-вулканокластическими прогибами. 4. Анкаван-Мегринская (Цахкунк-Зангезурская) зона поднятий с размещенными в ее пределах терригенно-карбонатными прогибами, а также краевыми относительно глубоководными (на западе) прогибами. 5. Урц-Джультинская зона поднятий с размещенными в ее пределах терригенно-карбонатными мелководными прогибами. 6. Предмалокавказская зона мелководных эффузивно-вулканокластических прогибов. 7. Главные разломы.

резко изменчивы. Наибольшие мощности на Малом Кавказе концентрируются в пределах северного края Севанской офиолитовой зоны на стыке с Сомхето-Карабахской, достигая 600 м; наименьшие - до 300 м, типичны для промежуточных между офиолитовыми - Анкаван-Зангезурской и Базумо-Капанской зон.

В пределах бассейна оз. Севан вдоль осевой части акватории обособляется узкая зона поднятий нулевых или малых мощностей сенона.

Проявление андезито-дацитового и риолитового эксплозивного вулканизма в раннем кампане охватило в основном северную полосу относительно глубоководного позднесенонского бассейна Сомхето-Карабахской зоны и лишь отчасти ее южные края. В карбонатных осадках формируются пачки витрических туфитов, которые в результате гальмиролиза и эпигенетических преобразований витрического компонента представляют промышленные месторождения бентонитов и цеолититов. Проявлениями базальтового эффузивного вулканизма отмечены в конце кампана краевые части офиолитовых зон - ЮВ Зангезурской и Севано-Акеринской.

Ларамийская складчатость проявилась по всему трансверсу региона с разной интенсивностью. В осадочных бассейнах северной и южной полосы Большого Кавказа накапливаются карбонатно-терригенные и терригенные толщи. Вулканическая активность проявляется весьма слабо (Борсук, 1979).

В палеоцене-раннем эоцене Грузинская глыба становится зоной накопления мелководных карбонатных отложений. Резко нарастает вулканизм к осевой части Рионской депрессии. На западе Аджаро-Триалетского рифта разрез палеоцена-раннего эоцена слагает терригенный флиш мощностью

до 1600 м, увеличение мощности отмечено к востоку до 2500 м, где флиш включает олистостромы и пирокластическую примесь дацитового состава. В среднем-позднем эоцене наибольшее прогибание и вулканизм характерны для западной половины рифта. На востоке накапливаются туфотурбидиты, мергели, олистостромы (200-300 м), переходящие вверх по разрезу в гипсоносные глинисто-песчаные отложения (250 м) и далее - в мощную, до 1 км нижнюю молассу.

В междуречье Иори и Куры отложения палеоцена (100-150 м) и эоцена (1000-1300 м) слагаются глинами, алевролитами с прослоями песчаников. В средней части разреза отмечаются пачки туфопесчаников, туфобрекчий. Примерно сходен разрез и Евлах-Агджабединской зоны, представленный преимущественно глинами, алевролитами, с прослоями мергелей, известняков, песчаников, туфопесчаников, суммарной мощностью от 150 до 2200 м. Эти отложения, а также "дикий флиш", развитый к ЮЗ от гор. Тбилиси, представляют перспективные на нефть и газ горизонты палеогена и включают ряд промышленных залежей. Сокращение мощностей палеогена вырисовывается к югу, к Сомхето-Карабахской зоне. Однако в наложенном Лорийском прогибе отложения палеогена представлены вулканогенно-осадочным средним-верхним эоценом (1,3 км). Карбонатно-терригенная угленосная формация нижнего эоцена слагает южную полосу Алавердского антиклинория (басс. р. Марцигет).

Главнейшими палеоцен-эоценовыми седиментационными бассейнами Малого Кавказа являются на севере - Ширако-Севанский, на юге - Еревано-Ордубадский, между ними - Центральный прогиб западного сектора Анкаван-Мегринской зоны (рис. 2.4).

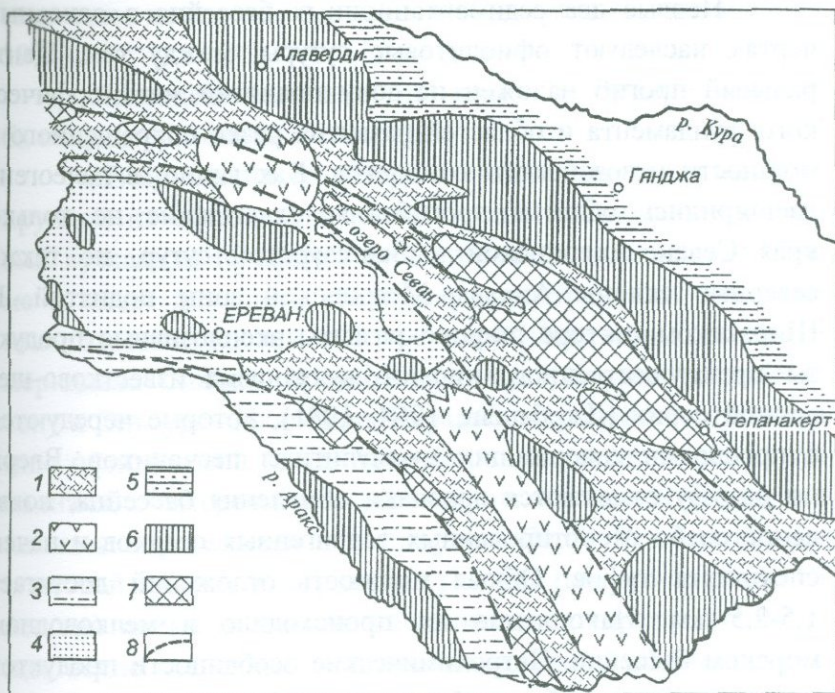


Рис. 2.4. Седиментационно-тектоническая схема Закавказья в палеогене.
(Составили М.А.Сатиан, Р. Т.Джрбашян).

1. Флишиодные умеренно-глубоководные осадочно-пирокластические и вулканогенно-терригенные приразломные мелководные и сравнительно глубоководные прогибы, в основном наследующие простирания офиолитовых прогибов мезозоя. 2. Вулканические приразломные прогибы и поднятия с интенсивным субвулканическим магматизмом. 3. Терригенно-карбонатные мелководные прогибы, краевые относительно Вединской офиолитовой зоны. 4. Карбонатно-терригенные мелководные прогибы, наложенные на зону поднятий Байкальского фундамента, (Анкаван-Мегринскую). 5. Терригенно-карбонатные мелководные прогибы, участками с проявлением вулканизма Предмалокавказской (Куринской) зоны. 6. Устойчивые поднятия. 7. Новообразованные поднятия, преимущественно офиолитовые. 8. Главные разломы.

Первые два седиментационных бассейна в основных чертах наследуют офиолитовые сутуры, между тем, Центральный прогиб наложен на зону поднятий метаморфического фундамента и областей развития резко сокращенного в мощности мезозойского комплекса. Как видно, в палеогене расширились области прогибания, охватившие не только края Севано-Акеринской и Зангезурской сутур, но также северные склоны Анкаван-Мегринской зоны поднятий. В Ширакском секторе широко развиты эксплозивные продукты преимущественного кислого вулканизма известково-щелочной серии (Джрбашян, 1964, 1981), которые чередуются с прослоями содержащих нуммулитиды песчаников. Вверх по разрезу отмечаются признаки обмеления бассейна, появление слабо отсортированных терригенных осадков и пачек спекшихся туфов. Общая мощность отложений достигает 1,5-2,5 км. Накопление их происходило в мелководном морском бассейне. Петрохимические особенности продуктов вулканизма могут быть объяснены глубинной ассимиляцией пород фундамента толеитовой базальтовой магмой с последующей ее эволюцией в промежуточных камерах (Джрбашян и др., 1968). Верхнеэоценовые мелководные вулканогенно-осадочные образования с конгломератами в основании, залегающие на среднем эоцене, имеют мощности не более 200-250 м. Отличаются они большой изменчивостью состава: от оливиновых базальтов до риолитов, в низах разреза развиты туфопесчаники. Вдоль границы с Сомхето-Карабахской зоной поднятий картируются субвулканические тела риолит-трахириолитового состава. Вдоль границы с Центральным прогибом развита щелочная ассоциация: от щелочных базальтов до эпилейцитовых фонолитов; осадочного компонен-

та в этом комплексе весьма мало (Джрбашян, Меликсетян, 1974).

Палеоцен-эоценовые отложения Центрального прогиба охарактеризованы в главе 3.2.

Из приведенного обзора очевидно, что вдоль наиболее крупной из офиолитовых зон, Севано-Акеринской, эоценовый вулканизм проявился существенно в эксплозивной форме и имеет линейный рисунок распространения. Аналогичные разрезы известны и в восточной Анатолии, где они от меридиана Синопа, протягиваясь через Севано-Акеринскую зону к Эльбурсу (формация Карадж), подчиняются простиранию офиолитовой зоны. Асимметричное распределение вулканизма, с латеральными вариациями составов и фаций вулканизма определяется для северного борта Вединской офиолитовой сутуры. К югу от нее разрезы раннего-среднего палеогена имеют сокращенные мощности и представлены существенно осадочными отложениями. Таким образом, структурная связь вулканизма с офиолитовыми сутурами очевидна.

Более сложное распределение имеют литофации и мощности раннего-среднего палеогена в промежутках между офиолитовыми сутурами, в зонах континентально-корового строения.

По палинспастическим построениям (Зоненшайн и др., 1987), ускоренное сближение Индийского и Аравийского континентов Гондваны с Евразийской активной окраиной с поглощением океанической коры вызвало зональное распределение палеогенового известково-щелочного вулканизма. Однако, как показано, рисунок распределения вулканизма оказывается гораздо сложнее. Латеральные вариации вулканизма не могут быть объяснены лишь масштабами

субдукции и в зависимости от пространственного положения относительно ее фронта.

2.1.2.2. Седиментационные бассейны позднеальпийского этапа (P_3-N)

Скорости сближения Аравийской и др. плит с Закавказским ансамблем микроплит, по палеомагнитным данным, замедляются к олигоцену - времени внутриплитового коллизионного (орогенного) этапа. В Закавказье, на Большом Кавказе и в Рионо-Куринском межгорном прогибе в олигоцене формируются мелководные морские прогибы, которые включали слабо расчлененные по рельефу островные поднятия и, как следствие, были выполнены тонкообломочной существенно глинистой молассой (нижней молассой - майкопской свитой), включающей промышленные месторождения нефти. Латеральные вариации литофаций значительны в составе майкопской свиты на территории Грузии, с переходом в грубообломочные отложения Аджаро-Триалетской зоны. В целом эти бассейны были разобщены подводными и надводными поперечными поднятиями (Талыш-Вандамским и др.). Масштабы седиментационных бассейнов по сравнению с предшествующим этапом сокращаются. Море периодически теряет связь с бассейнами Черного и Каспийского морей Паратетиса.

На Малом Кавказе морские молассы известны лишь в Вединской (Еревано-Ордубадской) зоне и на юге Центрального прогиба, хотя не исключено их развитие на ЮЗ бассейна оз. Севан. В центральной части Севано-Акеринской зоны лагунно-морской олигоцен отмечен в Дилижанском прогибе.

Здесь накапливались в пресноводном бассейне битуминозные сланцы и реже угли. Подобный же небольшой бассейн был развит в Ахалцихской зоне Грузии. В восточной Анатолии олигоцен представлен преимущественно в континентальной фации. В дельтовой фации молассы слагают Октемберянский прогиб, но его продолжение в восточную Анатолию остается недостаточно выясненным. Следует отметить, что гипсоносная олигоценовая моласса в восточной Анатолии (Brikmann, 1973), более коррелируется с позднеолигоцен-раннемиоценовой молассой Вединской зоны.

В отложениях олигоцена выявляются протяженные зоны правосдвиговых нарушений по всему Транскавказскому пересечению - результат меридионального регионального сжатия (Расцветаев, 1989). На Малом Кавказе формируются крутые и прямолинейные разрывы типа взбросо-сдвигов (Лори-Севанский и др.), которые сложно сочетаются с системами диагональных флексур и зонами кулисных складок. Эти новейшие деформации позднеальпийского этапа местами смещают магистральные офиолитовые зоны, как, например, Степанаван-Присеванская зона сдвига, разделяющая Амасийский и Севано-Акеринский сегменты. Предполагаются сдвиговые "зоны вращения" (Арзаканская и др.). Подробное рассмотрение седиментационных бассейнов (Габриелян, 1964) показало, что на юге ниже-среднеолигоценый бассейн относился к открытым морским мелководным. В начале олигоцена произошло некоторое углубление бассейна, с чем связано появление форм фауны, характерных для псевдоабиссальных зон, развивающихся на песчано-глинистом грунте. К середине среднего олигоцена обмеление бассейна вызвало расцвет коралловых рифов, нуммулитид, толстостен-

ных богато скульптурированных крупных гастропод, пелеципод. Климат был теплым и тропическим. А.А.Габриелян (1964) показал, что центральная часть Малого Кавказа представляла важный географический рубеж между бореальными на севере и тропическими на юге бассейнами. В олигоцене миграцией к югу бореальной климатической зоны определено по отсутствию в олигоценовых отложениях северных склонов Малого Кавказа и в Рионо-Куринской депрессии теплолюбивых нуммулитид, кораллов. К концу среднего олигоцена на фоне воздымания горных сооружений Большого и Малого Кавказа в разделяющих межгорных впадинах продолжается прогибание и осадконакопление моласс. Все более теряется связь Приараксинского межгорного прогиба с морскими бассейнами - Черным и Каспийским и Прикуринским проливом. С предверхнеолигоценовыми движениями Закавказья связано поднятие его центральной части, сокращение области подводной седиментации, сконцентрированной в межгорных молассовых прогибах: Рионо-Куринском и отчасти в Приараксинском.

Морская седиментация локально возобновляется с позднего олигоцена и в раннем миоцене. В Приараксинском и Центральном прогибах развиты континентальные пестроцветные молассы, мощностью до 800 м. В Еревано-Севанском поперечном прогибе эти осадки сменяются гипсоносными глинами с банками мшанковых и гастроподовых известняков (Габриелян, 1964). Однако, на севере Закавказья, в Рионской и Верхне-Куринской впадинах накапливались морские глинисто-известковые отложения майкопской фации, мощностью до 0,5-1 км, глины майкопской серии характеризуют разрезы миоцена и юго-восточной части Куринской

депрессии. Прикуринский бассейн был отделен от расположенного юго-западнее Ширако-Присеванского бассейна Сомхето-Карабахским поднятием и вероятнее всего, они были связаны лишь Агстевским поперечным проливом.

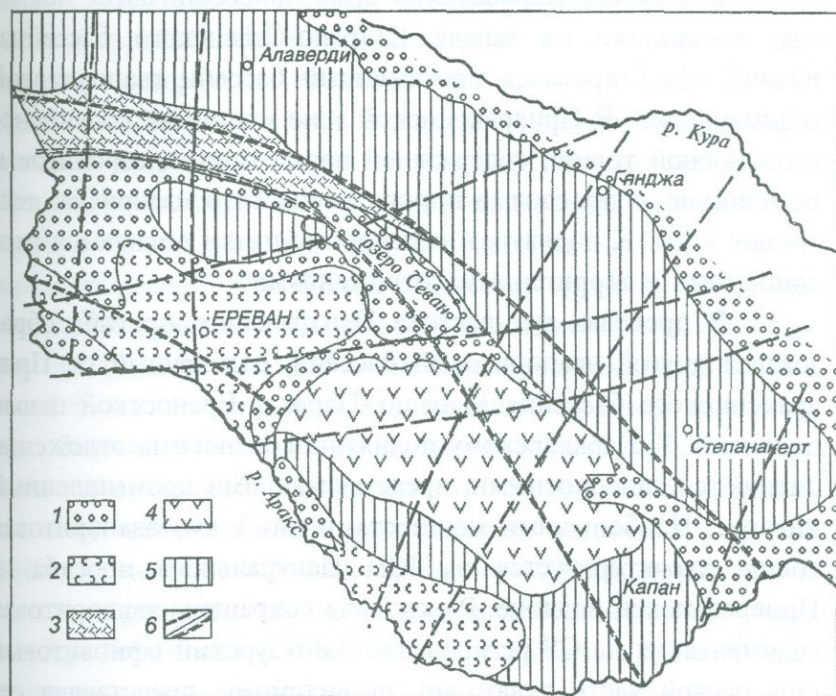


Рис. 2.5. Схема палео-тектонической зональности Закавказья в миоцене-раннем плиоцене. (Составили М.А.Сатян, Р. Т.Джрбашян).

1. Молассовые прогибы (Предмалокавказский и др.), а также краевые молассы эвапоритовых прогибов. 2. Молассово-эвапоритовые прогибы (гипсоносно-соленосные). 3. Терригенно-пирокластические угленосные лагуны накопления. 4. Наземные, озерные и лагунные вулканические, вулканогенно-молассовые, участками молассовые образования. 5. Устойчивые поднятия. 6. а) Главные разломы; б) Линиamentы, выявленные преимущественно дистанционными методами.

Новая морская трансгрессия среднего миоцена-среднего сармата расширяет Рионо-Куринский бассейн, где накапливались мелководные морские известковые глины, песчаники, мергели, реже известняки, суммарной мощностью до 1,5 км.

К Сомхето-Карабахской суше присоединяются поднятия, возникшие на западе Ширако-Севанского бассейна. Южнее сформировался протяженный бассейн эвапоритовой седиментации. В Приараксинской зоне мощности соленосно-гипсоносной толщи, содержащей пачки глин, алевролитов и песчаников, с прослоями пирокластического материала, достигают 1 км. К поднятиям соленосные пачки сменяются гипсоносными и терригенными отложениями.

В пределах юго-востока Центрального прогиба образовался другой эвапоритовый бассейн, отделенный от Приараксинского бассейна Маралик-Паракар-Ераносской цепью поднятий. К Паракарскому поднятию соленосные отложения сменяются гипсоносными, представляющими промышленный интерес. Наибольшими мощностями (до 1 км) эвапоритовая толща характеризуется на ЮВ Центрального прогиба, в Приереванской впадине. Резко была сокращена эвапоритовая седиментация на СЗ региона, где Зангезурский офиолитовый шов осевой части акватории, по-видимому, представлял северную границу распространения соленосно-гипсоносной толщи. Однако накопление эвапоритов имело место на юго-востоке Севано-Акеринской зоны в бассейне р. Акера.

Прямые признаки нефти и газа, наличие покрывок и коллекторов в эвапоритовой толще, мощность которой достигает 1 км, определяют ее перспективы в отношении поисков концентраций углеводородов.

Ингрессия моря в позднем сармате в Куринском бассейне выразилась в осадконакоплении мощных - до 200-1000 м глин, песчаников, оолитовых и ракушечных (мактровых) известняков, конгломератов. Морской залив расширяется и на юге Закавказья, в Приараксинской впадине, и в Центральном прогибе. Проникновение моря в центральную часть Закавказья, вероятно, происходило с юга, из северного Ирана и юга Каспия, а также с севера, из Черного моря и Куринской депрессии - через Агстевский поперечный прогиб. Позднесарматский бассейн через поперечный Еревано-Севанский прогиб достигал впадины бассейна оз. Севан, на севере которого, у гор. Раздан обнажены морские отложения конкского горизонта. По обилию пресноводных гастропод и пелеципод можно полагать, что позднесарматский бассейн в своей большей части был опресненным, местами солоноватым, благоприятным для выпадения гипсов. В низах позднесарматской молассы Приереванского и Севанского бассейнов встречается горизонт, обогащенный остатками рыб, его характеризует повышенная газоносность. Проявления газа и пленок нефти при бурении на юго-западном берегу оз. Севан (скв.Еранос-1) определяют перспективы моласс в отношении концентрации углеводородов.

Мощные поля вулканизма базальтового, андезитового, дацитового и трахириолитового составов характеризуют пространство от правобережья р. Арпа до южных склонов Варденисского нагорья и сопредельных районов Сюника (Габриелян, 1964). В конце сармата происходят мощные горообразовательные движения, сопровождающиеся поднятием и размывом сарматских и более древних отложений, прояв-

лением крупных сдвиговых дислокаций и широким проявлением наземного вулканизма.

2.1.2.3. Поднятия и депрессии плиоцен-четвертичного времени (N_1^3-Q)

Начало неотектонического этапа может быть отнесено к границе верхнего сармата и мэотиса (около 10 млн. лет назад). В последующей истории геологического развития выделяются четыре основные геолого-тектонические фазы. Границы этих фаз являются важнейшими стратиграфическими рубежами.

Миоплиоценовая фаза (мэотический и понтический ярусы) является переломной, когда резко усиливается темп воздымания Малого Кавказа.

В позднеплиоценовую фазу (до конца акчагыльского времени) море окончательно покидает территорию области и устанавливается континентальный режим. Продукты эрозии накапливались в Каспийском бассейне, ныне они представлены мощными (более 3300 м) глинисто-песчаными отложениями. В межгорных впадинах (Аралатской, Ширакской, Севанской и др.) они заполняют переуглубленные долины. В позднем плиоцене активизируется наземный вулканизм, который фиксируется покровами долеритовых базальтов и андезито-базальтов ($2,47 \pm 0,17$ млн. лет).

Эоплейстоценовая фаза охватывает весь апшеронский век. Активизируются тектонические движения, поднятия и процессы эрозии. Вулканическая активность в эоплейстоцене намного уступала ее интенсивности в миоплиоцене и позднем плиоцене.

Плейстоцен-голоценовая фаза является последней, наиболее примечательной в геологической истории Кавказа. К ее началу приурочен крупный стратиграфический рубеж, проходящий по границе начала тюркянской регрессии Каспия (около 0,79 млн. лет). В плейстоцене продолжались рост и расширение горных сооружений Малого Кавказа и особенно Транскавказского поднятия; темп их несколько усилился и привел к формированию современного рельефа. Относительные опускания продолжались в Араратской, Ширакской, Севанской и др. впадинах, где накапливались озерные и аллювиальные отложения. В плейстоцене и голоцене в пределах Армянского вулканического нагорья продолжалась активная вулканическая деятельность.

Таким образом, неотектоническая стадия развития территории характеризуется полной сменой тектонического режима, началом континентального развития рельефа, формированием современных горных сооружений, активной сейсмичностью. Суммарная амплитуда воздымания мегантиклинория Малого Кавказа оценивается в среднем в 1,8 км.

Анализ новейшей истории геологического развития и морфоструктур позволяет провести районирование территории Армении с выделением неотектонических элементов разного порядка. К высшему порядку относятся сводово-глыбовые поднятия Малого Кавказа и Среднеараксинский межгорный прогиб, в пределах которых выделяется ряд линейных и брахиформных поднятий и прогибов (межгорных впадин). Амплитуда последних относительно друг друга колеблется в пределах от нескольких сотен метров до 2-3 км (Асланян, 1958; Милановский, 1962, 1968; Бальян, Думитрашко,

1962; Зограбян, 1962; Кожевников, Кожевникова, Саядян, 1973; Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981).

На территории Армении в пределах сводово-глыбовых поднятий Малого Кавказа выделяются следующие зоны (рис. 2.6).

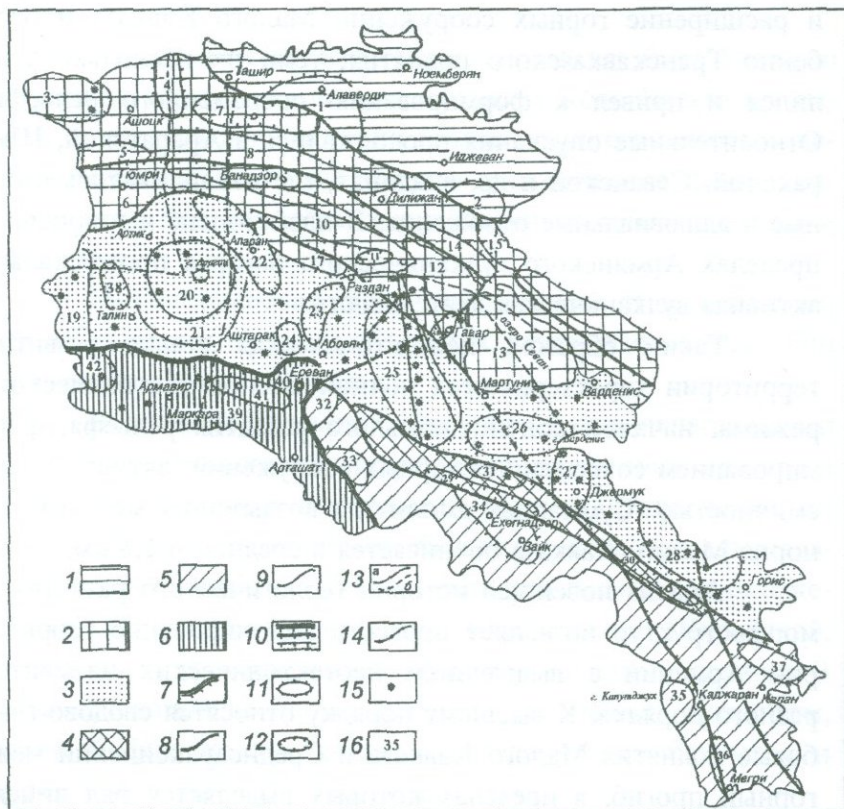


Рис. 2.6. Схема неотектонического районирования территории Армении. (Составил Ю.В.Саядян по материалам Е.Е.Милановского (1962, 1960, 1968), Н.В.Думитрашко (1962), С. П.Бальяна (1961, 1969), Л.Н.Зограбяна (1962) с использованием данных А.Т.Асланяна (1958), А.А.Габриеляна, О.А.Саркисяна, Г.П.Симоняна (1981) и личных исследований).

1 - зона северо-восточного крыла М.Кавказа; 2 - Севано-Ширакская зона поднятий и впадин; 3 - Центрально-Армянская вулканическая зона; 4 - Арпа-Воротанская зона впадин и поднятий; 5 - Урц-Зангезурская зона дифференциальных поднятий; 6 - Среднеараксинский межгорный прогиб; 7 - границы неотектонических элементов высшего порядка; 8 - то же первого порядка; 9 - то же второго порядка; 10 - направление наклона неотектонических структур; 11 - контуры крупных новейших антиклиналий и локальных поднятий; 12 - то же синклиналей и прогибов; 13 - новейшие разломы, флексуры, сбросы, взбросы, сдвиги а) установленные; б) предполагаемые. 14 - новейшие разрывы, фиксируемые линейным расположением вулканов и геофизическими критериями; 15 - центры вулканических излияний и извержений.

Новейшие структуры, обозначенные на карте цифрами: 1 - Алавердское поднятие; 2 - Мургузское поднятие; 3 - Верхнеахурянская впадина; 4 - Джавахетское поднятие; 5 - Ширакское поднятие; 6 - Гюмрийская впадина; 7 - Лорийская впадина; 8 - Базум-Халабское поднятие; 9 - Спитак-Ванадзорские впадины; 10 - Памбакское поднятие; 11 - Верхнеразданская впадина; 12 - впадина Малого Севана; 13 - впадина Большого Севана; 14 - Арегунийское поднятие; 15 - Красносельская впадина; 16 - поднятие Севанского хребта; 17 - Анкаванское поднятие; 18 - Гаварагетская впадина; 19 - Агинское поднятие; 20 - Арагацкое вулканическое щитовидное поднятие; 21 - Арагацкий прогиб; 22 - Касакская впадина; 23 - Среднеразданская впадина; 24 - Егвардское поднятие; 25 - Гегамское поднятие; 27 - Арпинская впадина; 28 - Сюникское поднятие и вулкан Ишханасар; 29 - Арпинский прогиб; 30 - Воротанский прогиб; 31 - Газминское поднятие; 32 - Шорахбюрское поднятие; 33 - Урцское поднятие; 34 - Айоцдзорское поднятие; 35 - Капутджухское поднятие; 36 - Мегринская впадина; 37 - Баргушатское поднятие; 38 - Артегинский прогиб; 39 - Армавир-Арташатский прогиб; 40 - Ереванский прогиб; 41 - Паракар-Айнтапинское (Тазагюхское) погребенное поднятие; 42 - Баграванский прогиб.

Зона северо-восточного крыла Малого Кавказа отличается простотой строения и отсутствием складкообразования и вулканизма на неотектоническом этапе.

Севано-Шираксакая зона поднятий и впадин, расположена юго-западнее и смыкается с Центрально-Армянской вулканической зоной. Она отличается наиболее резко дифференцированными, контрастными новейшими движениями. Блоковые поднятия, выраженные в рельефе хребтами, имеют отчетливо кулисообразное расположение. Ширакская, Верхнеахурянская, Лорийская, система Спитак-Ванадзорских впадин, а также впадины Большого и Малого Севана чередуются с глыбовыми хребтами (поднятиями): Памбакским, Базумским, Алавердским, Арегунийским и др., имеют синклинальное и грабенообразное строение и унаследованы от меловых и эоценовых прогибов.

Центрально-Армянская зона наземного вулканизма протягивается от Гюмрийской впадины на северо-западе до Сюникского поднятия на юго-востоке. В пределах зоны расположены четыре щитовидных вулканических поднятия: Арагацское, Гегамское, Варденисское, Сюникское, бронированные покровами лав и пирокластов общей мощностью от 200-300 м до 1000 м. Геометрия тектонического плана поднятий, трассирование их осевых частей цепочками вулканов, а также минеральных источников и эпицентров землетрясений, подтверждают связь вулканизма с разрывными нарушениями. По Е.Е.Милановскому (1962, 1968), Центрально-Армянская вулканическая зона представляет "вулcano-тектоническую депрессию, сформировавшуюся в связи с проседанием земной коры, при опорожнении магматических очагов

(особенно неглубоких) и увеличении нагрузки сверху за счет извергнутых вулканических масс”.

Арпа-Воротанская зона впадин и поднятий расположена юго-западнее Центрально-Армянской вулканической зоны и приурочена к крупному палеогеновому синклинорию, где картируются несколько пологих антиклиналей и синклиналей, дугообразно выгнутых к северу. В центральной части зоны выделяются Арпинский прогиб севернее и параллельно ей выступает небольшое Газминское поднятие, а южнее, в долине р. Воротан расположена одноименная впадина.

Урц-Зангезурская зона дифференциальных поднятий характеризуется молодыми линейными и брахиподнятиями, разделенными мелкими впадинами. Амплитуда поднятий достигает 3-3,5 км. Выделяются Урцское, Айоцзорское, Капутджухское, Баргушатское поднятия и Мегринская впадина. Структуры часто унаследованы, однако в целом они возникли на новейшем этапе.

На юге территории Армении в составе Среднеараксинского межгорного прогиба выделяется Араратская котловина, приуроченная к его центральной части. Возникла она на поздних стадиях консолидации Малого Кавказа в олигоцен-миоценовое время, как компенсационная структура (Кожевников, Кожевникова, Саядян, 1973). В строении прогиба, по результатам бурения и геофизическим данным (Асланян, 1958; Габриелян, 1964; Симонян, 1972), выделяются отдельные неотектонические поднятия и прогибы. Основные из них следующие: Армавир-Арташатский прогиб, Ереванская и Арагацкая впадины, Паракар-Норабацское погребенное поднятие, Егвардское и Ачинское поднятия и др. Обозначается также ряд поперечных перемычек, останцевых возвы-

шенностей и соляных структур. Наиболее опущенным является Арташатский прогиб, где максимальная амплитуда новейших поднятий не превышает 0,4 км, в Паракар-Норабацком поднятии - 0,5-0,6 км, а в Ереванской впадине - около 1 км.

Севанская впадина. Новейший этап геологического развития Севанской впадины рассмотрен в трудах А.Т.Асланяна, Л.А.Варданянца, А.А.Габриеляна, Н.М.Казаковой, Е.Е.Милановского, К.Н.Паффенгольца, С. Г.Саркисяна и др.

Впадина представляет собой тектоническую депрессию, осложненную грабенами и разломами сбросового типа. Она сформирована в течение позднего миоцена - четвертичного периода (Милановский, 1952, 1960, 1968). В конце сармата в Севанскую впадину через проливы Нахичеванской и Ереванской впадин в последний раз проникают воды залива обширного внутриконтинентального Понт-Каспийского озера - моря. В мэотическом веке залив превратился в озеро, которое почти непрерывно существовало в плиоцене и плейстоцене-голоцене. Начиная с мэотиса и вплоть до современного периода на фоне общего прерывистого воздымания Малого Кавказа происходило относительное погружение Севанской впадины, существенно отстававшее в скорости от общего воздымания региона. Впадина заполнилась серией озерных, а по периферии - элювиально-пролювиальных отложений, а также вулканогенных образований. В наиболее полном разрезе этой серии, в районе Норадузского полуострова, Е.Е.Милановский (1952) выделяет семь свит, разделенных на западном побережье озера перерывами и часто угловыми несогласиями.

Наряду с пологими складчатыми деформациями в тектонической структуре впадины важное значение приобрета-

ют брахисинклинальные впадины, мульды (Верхнеразданская, Малого и Большого Севана). Эти мульды, расположенные вдоль оси всей Севанской впадины, разделяются узкими поперечными поднятиями-перемычками и узким продольным горстом (Геология Севана, 1994). С ростом поперечных тектонических поднятий периодически происходили запруды озера Севан, обуславливающие сохранение озерного режима.

Из горсто- или грабенообразных структур отметим Дзкнагетский грабен, односторонний Гаварагетский грабен, осложняющий западное крыло впадины Большого Севана. Крупный сброс отделяет впадину Большого Севана от обрамляющего ее с северо-востока поднятия Арегунийского хребта. Его юго-восточным продолжением служат разрывы или крупная флексура, отделяющие впадину Большого Севана от поднятия Севанского хребта. Самый молодой, Норадузский сброс северо-западного простирания с амплитудой до 100 м проходит по западной оконечности мульды Большого Севана.

Крупные разрывы, сопровождающие рост сводовых поднятий к западу и югу от Севанской впадины (Гегамское и Варденисское нагорья), служили подводными каналами вулканических извержений плиоценового и четвертичного времени. В поддержании запруды озера и истоков р. Раздан лавовые излияния четвертичного времени имели решающее значение. Современного размера озеро вновь достигло лишь к концу позднего плейстоцена и в голоцене, после восстановления локальных тектонических поднятий и лавовых излияний района Варсерского (Верхнеразданского) барьера и дегляциации позднеплейстоценовых ледников рамы Севанской впадины (Асланян, Саядян, 1984).

2.2. Некоторые проблемы геодинамики фанерозоя

Особенности состава и строения осадочного выполнения седиментационных бассейнов, наряду с палеогеографией и оценками эвстатических вариаций уровня мирового океана, как известно, составляют основу анализа перспектив нефтегазоносности бассейнов. Вместе с тем глубинные процессы, в широком смысле геодинамики, определяют характер и спектр прогнозной оценки, типизации по тектоническому принципу, с использованием актуалистических сравнений с современными типами бассейнов и их латеральными рядами.

В геодинамических ретроспекциях Транскавказского пересечения - одного из наиболее изученных в пределах палеоокеана Тетис, разногласия значительны. Два совещания по геодинамике Кавказа (труды их были опубликованы в 1983 и 1989 гг.), ряд монографий и публикаций в периодической печати не привели к общепринятой схеме развития Тетиса и его центрального сегмента - Кавказа. Хотя нельзя не сказать о значительном прогрессе в разработке этой проблемы с позиций плитной тектоники. В данном разделе, исходя из специфики стоящей задачи, мы обсудим в краткой форме лишь некоторые, наиболее важные для регионального прогноза нефтегазоносности, проблемы геодинамики.

Прежде всего об иерархическом ряде седиментационных бассейнов. Проведенный обзор показал преобладание в фанерозое окраинно- и внутриматериковых мелководных седиментационных бассейнов с разнообразной литоспециализацией: карбонатных, терригенных, а также вулканогенно-терригенных, кроме того, на позднеколлизионном этапе - эвапо-

ритовых. Большинство бассейнов альпийского этапа испытали влияние разнообразного по форме проявления и составу вулканизма.

Особую категорию прогибов составляют офиолитовые бассейны мезозоя, весьма значительной протяженности, включающие глубоководные кремнисто-карбонатно-вулканогенные толщи, протрузивно пересеченные серпентинизированными ультрабазитами - останцами мантийных диапиров. Выполнения этих прогибов, испытавших интенсивную компрессию, деформации, выжимание на континентальное обрамление, слагают пологие надвиги и покровные пластины. Не касаясь масштабов шарьирования и залегания офиолитовой ассоциации в виде аллохтонов (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Ломизе, 1983 и др.) или параавтохтонов - вблизи корневых зон (Сатиан, 1984; Асланян, Сатиан, 1987), очевидно, что породы офиолитовой ассоциации не находятся на месте их возникновения, и для целей прогноза на нефть и газ более важна их роль, как тектонических покрывок на комплексе обрамления или возможных вместилищ нефти и газа в зонах разломов, в том числе трещиноватых серпентинизированных ультрабазитах. Очевидно, вместе с тем, весьма низкое содержание органики в глубоководных осадках этих бассейнов и их бесперспективность как продуцирующих толщ.

Очевидно, в прогнозе концентрации углеводородов в интра- и межконтинентальных палеорифтах региона, особенно перспективны прибортовые, краевые мелководные более насыщенные органикой литофации, в меньшей мере подвергнутые воздействию вулканизма, чем в осевой полосе рифтов.

Для целей нефтегазоносности наибольший интерес представляет внутриконтинентальный Вединский рифт (вероятно, и Зангезурский), характеризующийся “атипичной” офиолитовой ассоциацией, размещенной в пределах варисийского субплатформенного комплекса (преобладание щелочных базальтов, наличие карбонатитов, малые объемы ультрабазитов и др., Сатиан, 1984, 1991). Этот комплекс характеризует зону полициклического рифтогенеза северного края Иранской плиты (T_3 , $J_3-K_1^v$, $K_1^{al}-K_2^{cn}$), с формированием на этапе реконструкции континентальной коры (K_1^{apl}) трубок взрыва щелочных лампрофировых туфов (Сатиан и др., 1993, 1995).

Среди осадочных и вулканогенно-осадочных прогибов, заложенных на континентальной коре, в геодинамическом плане обособляются прогибы островодужной и задуговой ситуаций, приуроченные к ранне-среднемезозойскому, доколлизийному этапу: Сомхето-Карабахский и Капанский. К существенно осадочным (карбонатно-терригенным) относятся промежуточные между офиолитовыми рифтами седиментационные бассейны - Анкаван-Мегринский и Урц-Джюльфинский, которые представляли мелководное море, с островами поднятий фундамента.

Типизация Сомхето-Карабахской зоны, как островодужной, подтверждается палеогеографическими реконструкциями, петрологическими и петрохимическими данными (известково-щелочной сериальностью, а также проявлением дифференциатов бонинитового вулканизма). Однако достаточна ли типизация их как палеоостроводужных структур, или же мезозойской активной океанической окраины Западно-Тихоокеанского типа без доказательства наличия сопре-

дельных палеоокеанических разрезов? Подобной типизации противоречат следующие данные:

- ширина мезозойского Тетиса резко сужается от восточного сектора - области "непрерывного" Тетиса (Штеклин, 1984), связанного пространственно с эволюцией Тихого океана, к Транскавказскому сектору, где Тетис сокращен в ширине и, скорее, может быть отнесен к заливу океана (Zakariadze, et al, 1983);
- протяженность вулканических островных дуг Понт-Сомхето-Карабахской - Эльбурсской зоны гораздо меньшая, чем протяженность офиолитовых зон, субдукция океанической коры которых должна предопределять развитие островной дуги и задугового бассейна;
- асинхронность раскрытия рифта Закавказского срединного массива (лейас, по данным разреза скв. Саатлы) и возраста океанической коры Севано-Акеринской зоны (конец средней-поздней юры - начало раннего мела);
- вулканические островные дуги отсутствуют в западной, европейской части континентальной окраины, при трассировании офиолитовых зон в Балканы с продолжением в западные Альпы;
- предполагаемая северонаправленная субдукция океанической коры Севано-Акеринской зоны не объясняет геодинамику возникновения Капанского сегмента, расположенного юго-западнее офиолитового шва. Схеме, согласно которой Капанский сегмент отторгнут от Сомхето-Карабахской зоны по близширотной зоне правостороннего сдвига, противоречат данные региональной геологии тектоники и литологии (Сатиан, 1984; Асланян, Сатиан,

- 1987), петрохимической (калиевой) латеральной зональности мезозойских вулканитов (Засеев, Абрамович, 1993);
- субдукция океанической коры под Сомхето-Карабахскую островодужную зону, которая по актуалистической модели возникает при развитии срединно-океаническом спрединге, не подтверждена находками в офиолитовых разрезах фрагментов СОХ, исследованиями опознается наибольшее сходство офиолитов Севано-Акеринской зоны с островодужными (Закариадзе и др., 1993).

Очевидно, что дальнейшее развитие представлений о геодинамике Транскавказского пересечения должно пойти по пути детализации “анатомии” седиментационных бассейнов и промежуточных между ними зон поднятий мезозоя.

В данной работе не представляется необходимым обсуждение вопросов типизации островодужных и океанических структур области “возрождаемого” или “прерывистого” Тетиса (Штеклин, 1984). В краткой форме вопросы специфики внутриконтинентальных геосинклиналей и области Мезотетиса, их отличия от Тихоокеанской окраины рассмотрены В.Е.Хаиным (1984). Формирования разномасштабных впадин с офиолитами области Тетис обсуждены Колманом Р. (Koleman, 1985), проведена типизация офиолитовых разрезов (Сатиан, 1984; Асланян, Сатиан, 1987) с выделением малых прогибов малокавказского и более крупных - кипрского и лигурийского типов. Как видно, схема секториального развития тетического пространства, с выделением крупных литосферных разделов антитетисского простираия является наиболее перспективной.

В реконструкции геодинамических режимов рубеж верхнего мела и раннего палеогена знаменует переход к кол-

лизийным обстановкам. В палеогене происходит дальнейшая дифференциация областей вулканизма и осадконакопления в мелководно-морских и прибрежно-континентальных условиях (Джрбашян, 1964, 1968). В зависимости от особенностей тектонических режимов выделяются области преимущественного сжатия (северная окраина Армянского блока) и растяжения (юго-восточная часть), что, по-видимому, определяет тип и характер вулканизма и литолого-фациальный состав флишеидных вулканогенно-осадочных бассейнов палеогена (Садоян, 1989).

Флишеидные бассейны раннего-среднего палеогена подразделяются на: а) наложенные на области поднятий фундамента (Центральный прогиб): они прерывистые, небольшого размера, разобщенные поднятиями фундамента и зонами интенсивного вулканизма, и б) наследующие офиолитовые сутуры. Бассейны второй группы имеют значительную, в несколько сот км, протяженность, развиты вдоль мезозойских офиолитовых зон или зон глубинного смятия, седиментация обычно сопровождается мощным эксплозивным вулканизмом андезито-дацитового состава известково-щелочной сериальности. При этом латеральные вариации строения и состава осадочно-пирокластических толщ (зеленых туфов и др.) достаточно коррелируются с секториальным строением самих офиолитовых зон, т.е. между ними обнаруживается корреляция не только пространственная, но и по глубинному строению. Эта закономерность должна быть объяснена в рамках наследованного развития мезозойских и палеогеновых бассейнов. Причинная связь формирования палеогеновых бассейнов и особенностей проявления вулканизма с остаточной зоной субдукции (Зоненшайн и др., 1987) не

может быть достаточной прежде всего потому, что офиолитовым зонам указанными исследователями отводится структурная позиция крупных аллохтонов, оторванных от корневых зон и шарьированных из океанического пространства на континентальное обрамление. Основываясь на схеме параавтохтонного размещения каждой из трех офиолитовых зон региона (Сатиан, 1979, 1984), вполне удовлетворительно объясняется отмеченная структурная позиция постофиолитовых седиментационных бассейнов, особенности проявления в них вулканизма и т.д. Геодинамика их формирования, вероятнее всего, обусловлена развитием крупных сдвигов в обстановке преимущественного сжатия коры региона.

Следует также подчеркнуть относительно слабую деформированность отложений палеогена в Вединской офиолитовой зоне сравнительно с Севано-Акеринской, хотя первая из них расположена ближе к фронту предполагаемых в схеме Л.П.Зоненшайна и др. (1987) плит, принадлежащих пассивной окраине Тетиса и входящих в соприкосновение с сжимаемым пространством активной окраины. То же касается и наименьшей деформированности формаций коллизионного этапа - моласс Вединской зоны и Центрального прогиба, характеризующихся более полным стратиграфическим разрезом, тогда как в Севано-Акеринской зоне, как отмечалось, отложения раннего-среднего олигоцена отсутствуют. Следует указать на значительную роль соляной тектоники в формировании локальных структур Вединской зоны и Центрального прогиба. Геодинамические причины возникновения локальных поднятий постмиоценового этапа - Гегамского и Варденисского, как и стратовулкана Арагац, остаются пока недостаточно выясненными. Схемы связи новейшего

вулканизма с субдукцией под Закавказье (Вардапетян, 1979; Зоненшайн и др., 1987) не дают тому удовлетворительное объяснение. Однако модель новейшей тектоники региона в теснейшей связи с давлением фронта Аравийской плиты, начавшимся с раскрытия в олигоцене рифта Красного моря, видимо, не имеет альтернативы, конечно, необходимо учитывать более западное географическое положение фронта плиты, направленной на Эрзинджанский синтаксис, тогда как на территории Закавказья эти движения сложно преобразованы в форме преимущественно правосторонних сдвигов, сопровождавшихся вращением блоков и проявлением шоловой тектоники (Абрамович и др., 1989). Досенонская геодинамика более удовлетворительно укладывается в рамки рассредоточенного и, как видно, ограниченного, полициклического рифтогенеза континентальной коры до ее разрыва на офиолитовой стадии (с коротким интервалом спрединга в Севано-Акеринской зоне), с последующими фазами компрессии и регенерации континентальной коры, выжимания офиолитовых диапиров, а также ограниченной по масштабам субдукции при сближении континентальных блоков (Асланян, Сатиан, 1987; Сатиан, 1991; Джрбашян, 1990).

Кайнозойская геодинамика более всего отвечает сложным коллизионным обстановкам, отличающимся большим разнообразием конкретных тектонических режимов сжатия и растяжения, а также широко проявленных процессов вулканизма. Они могут быть рассмотрены, как следствие продолжающейся "остаточной" субдукции на фоне аномального состояния разуплотненной мантии и процессов мантийного диапиризма в пределах южной части Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Джрбашян, 1990).

Глава 3.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В данной главе рассмотрены вопросы геологического строения, особенностей разреза, а также характера основных плективных и дизъюнктивных структур, определяющих перспективы нефтегазоносности двух прогибов - бассейна оз. Севан и Центрального. Первый из них расположен в зоне офиолитового синтаксиса, второй - в пределах западного сектора Анкаван-Мегринской (Зангезурской) геоантиклинорной зоны, чем обусловлены различия их строения и перспективы.

3.1. Главнейшие нефтегазоносные осадочные бассейны, сопредельные с центральным Закавказьем

Известные нефтегазоносные бассейны, обрамляющие регион центрального Закавказья – это Кавказский, Рионо-Куринский бассейны на севере и Багеш-Загросский на юге. Кавказский и Багеш-Загросский бассейны в тектоническом

плане принадлежат краевым, передовым прогибам, а Рионо-Куринский бассейн – представляет крупную межгорную депрессию. Кавказский нефтегазоносный бассейн включает Керчь-Таманскую, Кубанскую, Терскую, Дагестанскую и Апшеронскую группы месторождений; возраст нефтегазоносных толщ варьирует от раннемелового до плиоценового (продуктивная толща).

Краткие сведения о добыче нефти и газа приведены ниже в таблице. Более крупные запасы нефти, составляют только в Иране на 1994 г. – 92,9 млрд. баррелей, в основном они сосредоточены в Багеш-Загросском нефтегазоносном бассейне (провинции). Нефтегазоносными являются отложения от пермо-триаса до миоцена включительно. Крупнейшие месторождения нефти приурочены к формации Асмара (олигоцен-миоцен) и группе Бангестан (верхний мел) (Ала, 1982).

**Добыча нефти и газа в Кавказском и Рионо-Куринском
осадочных бассейнах**

Названия бассейнов и групп месторождений	1990 г.	1991 г.
Северокавказский	8,4 (5,6)	8,0 (4,5)
Краснодарский край	1,8	1,7
Ставропольский край	1,8	1,7
Дагестан	0,6	0,6
Ичкерия и Ингушетия	4,2	4,0
Грузия	0,2	0,2
Азербайджан	12,5 (9,9)	11,7 (8,6)

Примечание: добыча нефти в млн.т.; в скобках – добыча газа в млрд. куб. м.

Рионо-Куринский бассейн включает Рионскую, Верхнекуруинскую, Среднекуруинскую, Куринско-Араксинскую и Южнокуруинско-Ленкоранскую группы месторождений. Мес-

торожения нефти и газа приурочены к мощным флишевым и молассовым отложениям кайнозоя, включая молассы плиоцена. Проявления нефти и газа имеются в позднемезозойских осадочных и вулканогенно-осадочных разрезах. Рио-но-Куринский бассейн представляет первоочередной интерес для сопоставления с межгорными осадочными бассейнами Закавказья – Центральным и Приараксинскими депрессиями, также выполненными флишевыми и молассовыми отложениями кайнозоя, в пределах которых известны прямые признаки нефтегазоносности.

3.2. Геологическое строение бассейна оз. Севан

Современные очертания бассейна озера повторяют структурный рисунок его обрамления: на востоке и севере Севанского и Арегунийского хребтов, сложенных мезозойскими и палеогеновыми отложениями, простирающимися в общекавказском направлении. На юге озеро обрамляет Варденисское вулканическое нагорье широтного простиранья, на западе - Гегамское вулканическое нагорье С-С-З простиранья. Заключенная в трапецеидальном обрамлении озерная впадина и предгорные равнины имеют протяженность до 85 км при ширине не более 40 км с резким сужением к С-З. Геологическое строение плейстоцен-четвертичной озерной котловины определено размещением в пределах синтаксиса двух офиолитовых сутур: Севанской и Зангезурской, овальной чашеобразной впадины Большого Севана и котловиной узкой, более глубокой впадины Малого Севана, разделенных Нор-Баязетским поднятием.

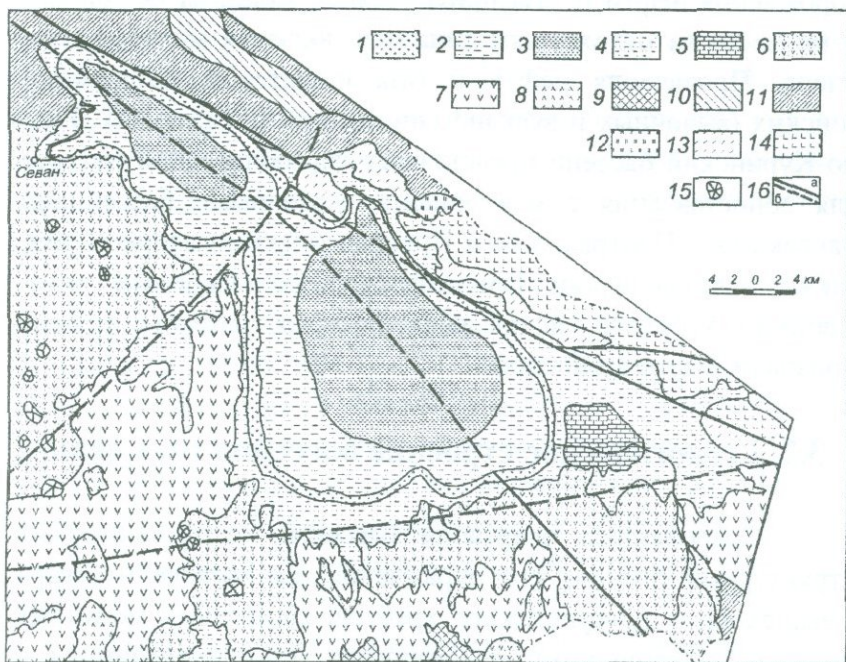


Рис. 3.1. Схематическая геологическая карта бассейна оз. Севан. (Составил М.А.Сатиян).

1-3. Современные и голоценовые осадки акватория: 1. Глыбы, галечники, валуны. 2. Песок. 3. Мелкоалевритовый глинистый ил. **4-6. Плейстоцен-голоцен:** 4. Аллювиальные и делювиальные отложения. 5. Торфяники. 6. Андезито-базальт, андезитовая серия (плейстоцен). 7. Андезитовая серия (ранний плиоцен). 8. Риолитовая серия (ранний плиоцен). 9. Эфузивно-вулканокластическая базальт-риолитовая серия (поздний эоцен – олигоцен?). 10. Вулканогенно-флишиодная серия (средний эоцен). 11. Базальты, андезиты и их пирокласты (поздний эоцен). 12. Терригенно-известняковая серия (ранний эоцен). 13. Известняковая серия (поздний сенон). 14. Кремнисто-известняково-эффузивные и интрузивные комплексы офиолитовой ассоциации (мезозой). 15. Шлаково-эффузивные вулканические конусы (плейстоцен). 16. Разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые.

Более древние отложения озерного происхождения датируются плиоценом. Эти разрезы либо выступают на склонах озера (сарыкаинская свита и др.), либо скрыты под мощным чехлом речных осадков (долина рр. Масрик, Аргичи). Плиоцен-четвертичные отложения несогласно налегают на слабо складчатые молассы сармата и среднего миоцена, местами прислоняясь к более древним отложениям склонов.

Вопросы геологии обрамления оз. Севан и его акватории детально обсуждены в специальной работе "Геология Севана" (1994), поэтому ниже приведена самая общая характеристика.

Из главных структурных элементов изученной области могут быть отмечены следующие. **Севанский горст-антиклинорий**, в строении которого картируются сенонский-палеогеновый надофиолитовый "чехол" и сложно построенное офиолитовое ядро.

Ядро горст-антиклинория сложено позднеюрской-меловой кремнисто-эффузивной формацией офиолитовой ассоциации. Породы сложно дисгармонично складчаты, разобщены нарушениями на мелкие блоки. Наиболее крупная фаза пластических и разрывных деформаций предшествовала возникновению надофиолитового "чехла" (средиземноморская, предконьякская фаза сжатия офиолитовых бассейнов). Выделяются и более поздние деформации, относящиеся к ларамийской и более достоверно - к пиренейской фазам.

Породы "чехла" окаймляют ядро с СВ и ЮЗ, отчасти погружаясь под молассы акватории к ЮЗ от п-ва Шоржа. К комплексу "чехла" относятся: граувакковая формация раннего сенона (до 150-300 м), формация микритовых известняков позднего сенона (до 600 м), флишоидная и терригенно-карбонатная формации раннего палеогена-нижнего эоцена и

на СЗ - осадочная пирокластическая и осадочно-вулканогенная формации среднего-позднего эоцена, суммарной мощностью более 1 км.

Сейсмическое профилирование вдоль СВ побережья оз Севан (Цовагюх-Зардахач) показало отсутствие в строении коры горизонтов отражения обменных волн в западной половине профиля, тогда как в восточной - проявляются признаки "нормального" сейсмического разреза, вероятнее всего, характеризующего блок деградировавшей коры континентального типа, продолжением которого на юге, по-видимому, служит Капанский антиклинорий. На большей части профиля на глубинах 2-7 км прослеживается граница, которая рассматривается, как поверхность древнего фундамента - тектонического подложья офиолитовых масс, надвинутых с СВ на ЮЗ.

Севанский горст-антиклинорий на карте высотной (1200-4000 м) аэромагнитной съемки (Г.А.Русков, Г.А.Сироткин) выделяется овальной, вытянутой зоной положительных аномалий (+1 - +4 мЭ), совпадающей с ядром этой структуры. Расположенная на ЮВ от него **Масрикская котловина** выражена зоной нулевой и отрицательной (до -1 мЭ) аномалий (Масрикский минимум). Масрикская впадина сложена мощным (1 км) молассовым комплексом миоцен-четвертичного возраста, несогласно перекрывающим среднеальпийский флишевый и карбонатный позднемеловой комплекс, видимой мощностью до 0,7 км.

Важнейшим структурным элементом расположенной южнее Приварденисской равнины является **Карцахпюрская горст-антиклиналь**, ограниченная разрывами (рис. 3.2).

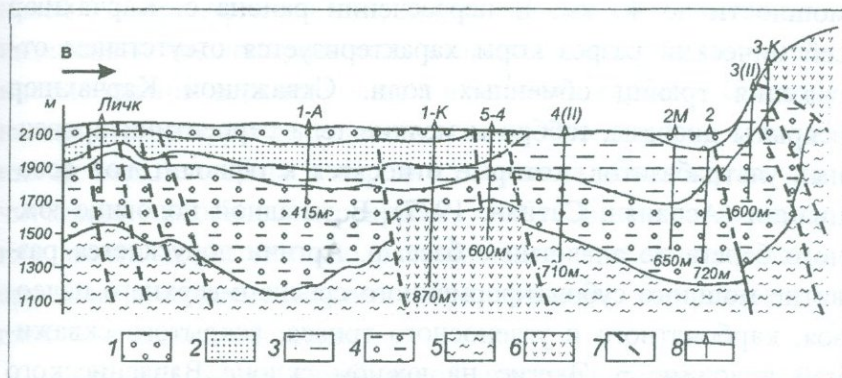


Рис. 3.2. Геологический разрез Приварденисской равнины.

1. Молассы позднего плейстоцена-голоцена. 2. Молассы песчаные позднего плиоцена-плейстоцена. 3. Молассы глинисто-песчаные раннего-позднего плиоцена. 4. Молассы глинисто-песчаные сармата. 5. Глинистые и алевроитовые отложения среднего миоцена, в западной половине разреза местами включают пропластки гипса. 6. Вулканогенная толща с мелкими телами габбро и серпентинитов (офиолитовая серия). 7. Разломы. 8. Местоположение скважин, номер и глубина забоя.

Маломощная сарматская моласса и плиоцен-четвертичная озерная толща перекрывают с разрывом офиолитовый комплекс ее ядра.

На юге озерного побережья, вдоль Варденисского хребта сейсмическое профилирование (ст. "Черепаха") показало резкие перепады поверхности фундамента от 4 до 7 км, с признаками смещения типа сбросов, с поверхностью падения преимущественно к востоку. Определены несколько горизонтов отражения в вышележащем разрезе коры, где выделяется терригенный миоцен, мощностью до 1,5 км, вулканогенно-осадочный палеоген, мощностью до 2-3 км, верхний мел - до 1,5 км и весьма условно юра - до 2 км. До уровня М намечаются несколько границ отражения обменных волн, характеризующих слоистое строение коры, при суммарной

мощности до 40 км. В пересечении района с. Карцахпюр сейсмический разрез коры характеризуется отсутствием отражения границ обменных волн. Скважиной Карцахпюр вскрыты диабазы, габбро и мелкие тела серпентинизированных ультрабазитов, которые относятся к офиолитовой ассоциации (Асланян, Сатиан, 1977). В западной половине южного берега по аналогии с басс. р. Аргичи допускается развитие мощного субплатформенного среднего-верхнего палеозоя, карбонатного и угленосного триаса, вскрытого скважиной в долине р. Эхегис на южном склоне Варденисского хребта и несогласно перекрытого осадочными породами позднего мела. Юрские отложения в этой части отсутствуют. Уровень метаморфического фундамента примерно от нулевой абсолютной отметки ступенчато повышается к водораздельной части Варденисского нагорья. Судя по мелким выходам меловых и палеогеновых пород, под неоген-четвертичным чехлом Варденисского нагорья погребена крупная асимметричная одноименная антиклиналь З-СЗ простираания.

Варденисская антиклиналь осложнена рядом параллельных кулисообразно расположенных СЗ или близширотных мелких брахиантиклиналей: Вагашенской, Гетикванкской, Акункской, Масрикской, Хопурлинской и разделяющих их брахисинклиналей. Некоторые из них являются надразломными складками крупных СЗ разрывных нарушений. По данным бурения и разреза вдоль тоннеля Арпа-Севан, в их строении участвуют преимущественно осадочно-пирокластическая толща эоцена и, вероятно, флишоидные отложения нижнего палеогена и карбонатные отложения позднего мела.

На западе Варденисского нагорья выступает **Аргичинская антиклиналь**, представляющая собой систему складок З-СЗ простираания, погружающихся к ЮВ. В ядре антикли-

налей (Северо-Аргичинской, Южно-Аргичинской) выступают интенсивно дислоцированные кварциты, известняки и глинистые сланцы верхнего девона и нижнего карбона. Синклинальные структуры выполнены полого залегающими отложениями верхнего мела и изредка палеогена. Складки на значительной площади перекрыты слабо дислоцированными или почти горизонтально залегающими вулканическими и другими континентальными образованиями мио-плиоцена, плиоцена и постплиоцена.

В ЮЗ части прибрежной равнины озера наиболее крупной является Арцвакарская антиклиналь, сложенная сарматскими отложениями (Геология Севана, 1994).

Между западным побережьем оз. Севан и долиной среднего течения р. Гехаркуник (Гаварагет) в меридиональном направлении протягивается асимметричное горст-антиклинальное поднятие - Гехаркуникская гряда, которая сложена плиоцен-четвертичными вулканогенными образованиями, осложнена ступенчато разломами. Один из разломов хорошо выражен вдоль восточной части поднятия между с. с. Еранос-Дзорагюх, по которому выступают плиоценовые вулканогенно-обломочные породы и подстилающие их глинисто-песчанистые отложения сармата.

Западным обрамлением озера служит Гегамское нагорье, которое в плане представляет эллипсовидный выпуклый щит почти меридионального простирания, бронированный продуктами молодого вулканизма. Сейсмического профилирования Гегамского нагорья не проведено. Имеющиеся геологические и гравиметрические данные указывают на существование в южной и северной его части поднятия фундамента (Южно-Гегамского и Северо-Гегамского). Погружение поверхности фундамента происходит в средней части наго-

рья и вновь воздымание - в северной. Подлавоый рельеф отражает поверхность сарматских, отчасти нижнемиоценовых отложений.

Большая (до 150 мГ) отрицательная аномалия силы тяжести обозначает неглубокий прогиб или синклинальную структуру складчатого подлавоого комплекса нагорья: отрицательные аномалии силы тяжести характерны для всей области развития неовулканического пояса региона, включая Цахкуняцкий хребет, где допалеозойский субстрат значительно приподнят, и вероятнее всего, обусловлены они разуплотнением, расширением глубинных масс, неглубоким залеганием фундамента. Наличие погребенного антиклинального сооружения под Гегамским хребтом подтверждается следующим.

К северу и югу от центральной части нагорья расположены Ахтинское и Южно-Агмаганское (Аргичинское) поднятия - выступы палеозойского и допалеозойского комплексов; широтные складки меловых и палеогеновых отложений Ереванского синклинория, приближаясь к нагорью, загибаются к ЮВ, нагорье представляло в позднем мезозое, в палеогене-нижнем миоцене область сноса обломочного материала. Среди плиоценовых туфобрекчий, снесенных с центральной части нагорья, на его восточном склоне обнаружены глыбы и обломки кварцитовидных песчаников палеозоя, галька кварцитов отмечается и среди плейстоценовых лав. Южная и северная приподнятые части нагорья испытали дальнейшее воздымание, дробление разломами продольного и поперечного направления, с которыми связаны эруптивные вулканические аппараты и лавовые излияния плиоцен-четвертичного времени.

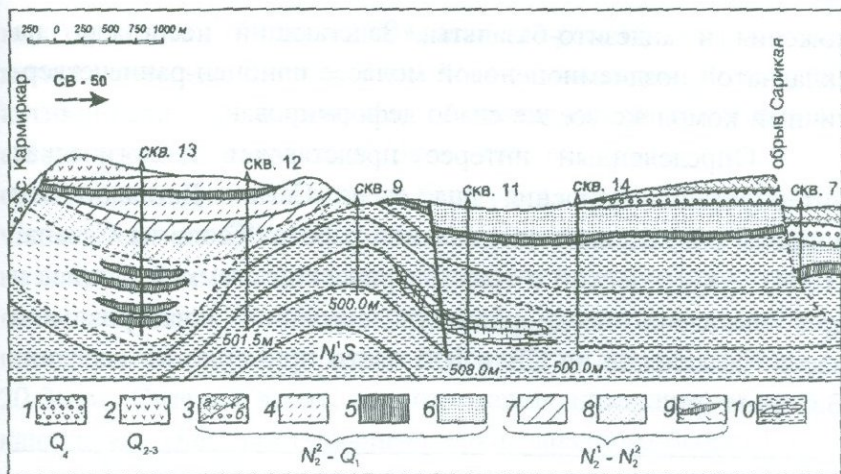


Рис. 3.3. Геологический разрез Пригегамской равнины.

1.-Современные аллювиальные и делювиальные отложения. 2. Базальты района гор. Камо. 3. а) пеплово-пемзовые отложения с включениями черных шлаков; б) гравийно-галечные отложения (горизонт сарикаинской свиты - нижний). 4. Андезито-базальты. Манычарский лавовый покров. 5. Рыхлые вулканические пески. 6. Глинисто-песчаные, содержащие диатомеи и в обилии дрейсении, отложения. 7. Вулканические брекчи. 8. Чередование косослоистых вулканомиктовых песчаников с прослоями диатомовых глин. 9. Глины с линзами плотных псаммитовых туффитов и песчаников. 10. Глины зеленовато-серые с прослоями и включениями, линзами рифогенных известняков.

В Пригегамской равнине доплиоценовый комплекс вскрыт несколькими скважинами. Под мощным сарматом и средним миоценом вероятно наличие красноватых моласс раннего миоцена, налегающих на вулкано-обломочные отложения нижнего-среднего олигоцена - аналог шорахбурской толщи. Судя по результатам структурного бурения, сокращение мощностей до выклинивания глинисто-песчаной толщи низов сарикаинского разреза имеет место по направлению к Гегамскому нагорью. На западе ее замещают туфогенные от-

ложения и андезито-базальты. Залегающий несогласно на складчатой позднемиоценовой молассе плиоцен-раннечетвертичный комплекс все же слабо деформирован.

Определенный интерес представляет геологическая интерпретация строения дна озера Севан. Детально эти вопросы обсуждены в специальной работе "Геология Севана" (1994). Акустической и гравиметрической съемкой (Тагиев и др.) выявлена неоднородность строения акваториальной части: разделение на СВ и ЮЗ части примерно по середине Б.Севана (рис. 3.4.).

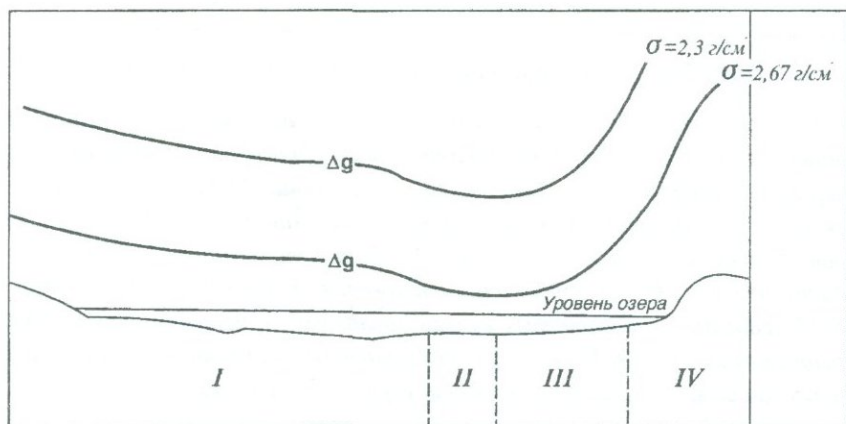


Рис. 3.4. Распределение значений Δg по профилю через котловину оз. Б.Севан (Севанский хребет на востоке, Гегамское нагорье на западе) (Составил М.А.Сатиан)..

I. Анкаван-Мегринская зона. II. Зангезурская офиолитовая зона. III. Капанский сегмент. IV. Севанская офиолитовая зона.

СВ часть акватории характеризуется полосой крупного гравиметрического градиента (средняя величина градиента - 8-10 мЛГ/км, расчетное сбросовое (?) смещение - до 5-6 км). Геологически эти данные нами интерпретируются как наличие крутопадающих, осложненных разломами "поддон-

ных" коренных (литифицированных) пород, скорее всего не моложе сармата. В осевой части озера вырисовывается свод антиклинали - горстообразного поднятия пород офиолитовой ассоциации (Зангезурской офиолитовой зоны), при этом офиолиты вскрыты на южном берегу (скв. Карчахпюр). В ЮЗ части озера в строении горизонтально залегающего "чехла" выявлены зоны повышенного "просвечивания". Они отличаются четкостью записи поверхностей горизонтально залегающих тонкослоистых пород от поверхности дна до глубины в 20-30 м. Судя по всему, эти отложения не включают сарикаинскую толщу, выступающую вдоль западного берега Б.Севана. ЮЗ часть Б.Севана характеризуется спокойным гравиметрическим полем, с простираем изолиний в СВ направлении, соответствующем структурному продолжению в акватории системы Аргичинских разломов.

Поперечное от Норатусского мыса к Шоржинскому полуострову валообразное асимметричное поднятие ограничивает Б.Севан от котловины М.Севана. Максимальные значения аномально гравиметрического поля в этом пересечении сочетаются с наличием на западном окончании поднятия четвертичных вулканов.

С СВ акваторию оконтуривают зоны высоких градиентов силы тяжести, но западная граница смазана и однозначно не интерпретируется. Высокоплотностные породы на продолжении габброидного комплекса с мелкими телами гипербазитов, вскрытые на южном берегу озера, у с. Карчахпюр, видимо, должны были дать более четкую линейную аномалию. Однако в случае резкого сужения Зангезурской офиолитовой зоны в акваториальной части, она не найдет отражения в гравитационном поле, хотя на суше офиолитовая зона отражена в виде гравитационного максимума, а при

сейсмическом профилировании (ст. "Черепаха") было зафиксировано отсутствие горизонтов отражения обменных волн по всей мощности коры.

Отметим также, что ни гравиметрической съемкой, ни эхолотированием вдоль восточного берега озера не были обнаружены поперечные общекавказскому направлению разломы, которые были закартированы сухопутной гравиметрической съемкой и подтверждаются геологическими наблюдениями по поперечным разрывным структурам склона Севанского хребта.

Резкий заворот градиентной зоны силы тяжести на М.Севане от общекавказского направления к долине р. Раздан, возможно, является следствием сочленения близмеридиональной зоны разломов вдоль долины р. Раздан с Зангезурской офиолитовой зоной, выходящей к долине р. Дзкнагет, с дополнительным влиянием на гравитационное поле плиоцен-четвертичных базальтовых потоков, выполнивших долину р. Раздан, в СЗ части плейстоценового озера.

В строении дна озера выявлены (Геология Севана, 1994) отчетливые признаки среднеголоценовой и современной сейсмической активности.

По материалам МОВЗ (Оровецкий, Егоркина, 1983), в пространстве 6000 км², охватывающем котловину оз. Севан и территорию, простирающуюся на ЮЗ до басс. р. Аракс, выделена транскоровая акустическая аномалия глубиной до 70 км, шириной в приповерхностной части - 75 км, у основания - 20 км. Раздел М здесь залегает на глубине 37 км, т.е. на 3-5 км выше, чем в сопредельных районах, гравитационное поле имеет вид широкого пологого минимума с двумя локальными максимумами. К этой площади тяготеют многочисленные магматические образования неоген-четвертичного

возраста, вулканические аппараты и ряд гидротермальных проявлений. Аномалии теплового потока оцениваются в $97 \mu\text{Bт/м}^2$ (в сопредельных районах - $50 \mu\text{Bт/м}^2$), а значение геотермической ступени - 5°C/100 м . Акустическая аномалия, вероятнее всего, обозначает глубинный магматический диапир.

3.2.1. Прямые признаки нефтегазоносности

В пределах ЮЗ части Севанского бассейна были пробурены гидрогеологические и структурные скважины глубиной до 1200 м. Лишь одна из скважин (Карчахпюр-1) вышла из отложений миоцена. В большинстве скважин наблюдались газопроявления различной интенсивности.

Наибольший интерес представляет разрез гидрогеологической скважины Еранос-1 глубиной 1200 м. В разрезе скважины в 160 образцах пород по содержанию органического вещества достаточно четко обозначаются четыре интервала, представленные главным образом глинистыми отложениями. С глубиной выявляется обогащение пород тяжелыми углеводородами. Органическое вещество характерно высокой балльностью хлороформового битумоида, что может быть обусловлено только наличием аллохтонных битумоидов (рис. 3.5).

Изучение хроматографией жидких углеводородов из отложений миоцена, вскрытых скв.Еранос-1 (табл. 1), выявило наличие алканов от C_{12} до C_{29} и изопренидов от C_{14} до C_{23} , кроме того - стерано-гопановых углеводородов. Для интервала 286-1170 м получены следующие геохимические средние показатели: п/ф - соотношение пристан-фитан - 1,56 K_m - коэффициент нефтяного фона - 0,51, K_{n4} - коэф-

Содержания и типы битумов по разрезу скв. Еранос-1

Интервалы	С о д е р ж а н и я					Тип органического вещества	Тип битума
	органического вещества	хлороформовый битумоид		спирто-бензольный битумоид			
		в бал.	в %	в бал.	в %		
65-93	1,3-1,2	7-8	0,01-0,02	8-12	0,02-0,03	МБ, МСБ	А
250-630	1,2-3,4	7-10	0,01-0,08	8-14	0,02-1,25	МСБ	А
450-534 (песчаники)	свободное выделение углеводородов						-
640-889	0,5-3,6	7-10	0,01-0,08	8-14	0,02-1,25	САБ	А
900-911 (песчаники)	свободное выделение нефти						
1051-1170	битуминозные глины, обогащенные тяжелыми углеводородами						

коэффициент нечетности - 1,0, $K_{\text{алк}}$ - коэффициент алканов - 3,7. В скв.1-Еранос до настоящего времени периодически наблюдается свободное выделение тяжелой окисленной нефти.

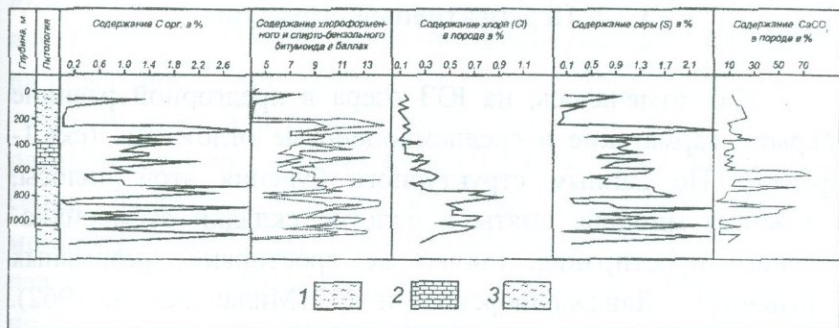


Рис. 3.5. Литолого-геохимическая характеристика разреза скв.Еранос-1. (Автор Г.З.Атанесян).

1. Чередование песчаников и глин. 2. Мергели и известняки. 3. Глины.

Содержания углеводородных газов в подпочвенном слое на порядок выше, чем их фоновые содержания в полосе от с. Еранос до с. Сарухан (Мурадян, Кузаян, 1995).

Нефте- и газопроявление было отмечено и на СВ бассейна оз. Севан, в долине р. Дзкнагет. Проявление нефти, как показывает характер изменения содержания органического вещества в породах по разрезу скв. Еранос-1, следует связывать с глубоко погруженными отложениями. Это прежде всего палеогеновые и альб-верхнемеловые образования, о чем свидетельствуют нефтепроявления в верхнемеловых отложениях Центрального прогиба - в скважине 14-Раздан, в эоценовых и палеоэоценовых отложениях в скв.1-Шорахбюр, 1-Гарни.

В пределах Севанского бассейна промышленно нефтегазоносными возможно считать эоцен-палеоэоценовые и

верхнемеловые отложения. Наиболее перспективной следует рассматривать ЮЗ часть бассейна.

3.2.2. Перспективные структуры

Как отмечалось, на ЮЗ озера в предгорной равнине вскрыты сарматские и среднемиоценовые отложения (скв.1-Еранос). По данным структурного бурения этой полосы, отложения миоцена смяты в пологие складки субмеридионального простирания, таково же простирание разрывных нарушений - Ланджахпюрского и др. (Милановский, 1962). По миоценовой моласе выделяются несколько асимметричных складок с более крутыми западными крыльями. На рис. 3.3 видно, что к западу антиклинальная складка сменяется синклиналью, а к востоку переходит в моноклиналь Сарикаинского берега, осложненную молодыми разрывами. Гаваратская плиоцен-четвертичная впадина рисуется по поверхности сармата как односторонний горст, взброшенный относительно расположенных западнее, погребенных под плиоцен-четвертичным вулканическим комплексом отложений палеогена-верхнего мела (Думитрашко и др., 1962). Сейсмическое профилирование вдоль ЮЗ берега озера выявило положение кровли фундамента на глубине до 3-3,5 км. Надо полагать его ступенчатое возвышение к водораздельной части Гегамского нагорья, с сокращением в разрезе мощностей допалеогенового комплекса (позднего мела, пермо-триаса).

Кроме перечисленных также перспективными представляются мелкие брахиантиклинали по миоценовой моласе района с. Личк (рис. 3.2). Кровля фундамента вдоль южной предгорной равнины достигает глубин 4-6 км. Имеются существенные перепады по профилю и потеря отражения

обменных волн на меридиане с. Карцахпюр, где погребены офиолиты Зангезурской зоны. В подлазовом строении при-
вершинной части северных склонов Варденисского нагорья
вулканогенные и карбонатные позднемеловые и палеогено-
вые вулканогенно-осадочные отложения местами выступают
на поверхность, либо вскрыты в тоннеле Арпа-Севан.

В строении горст-антиклинали, у с. Карцахпюр на
размытую поверхность вулканической толщи офиолитовой
серии Зангезурской зоны налегают сарматские молассы
мощностью до 0,5 км. Горст-антиклиналь ограничена круто-
падающими разломами близмеридионального простирания и
продолжается в акваториальную часть озерной котловины.
Крылья этой структуры в пределах береговой и акваториаль-
ной частей перспективны в отношении поисков тектоничес-
ки экранированных залежей углеводородов. Более перспек-
тивным представляется восточное крыло, где возможно нара-
щивание осадочного разреза, с наличием не только поздне-,
но и раннемеловых отложений, поскольку в структурном от-
ношении эта область сочленения Зангезурской офиолитовой
сутуры и мезозойского комплекса северного продолжения
Капанского антиклинория.

Как известно, впадина Большого Севана отделена от
котловины Малого Севана близширотным Нор-Баязетским
приразломным поднятием. Строение предгорной равнины к
северу от него остается весьма слабо изученным: вся эта по-
лоса перекрыта потоками лав вулканов Гегамского нагорья,
достигших середины котловины М.Севана. В подлазовом ре-
льефе к СЗ от гор. Камо обозначается куполовидное под-
нятие, возвышающееся на 0,6 км над уровнем озера, кото-
рое, возможно, является брахиантиклиналью по сарматской
молассе. На северном окончании озера, в долине р. Дзкна-

гет, в ядре асимметричной горст-антиклинали север-северо-западного простирания выступают породы офиолитовой серии. Крылья ее сложены маломощными обломочными отложениями граувакковой формации раннего сенона и микритовыми известняками позднего сенона. Крылья горст-антиклинали опрокинуты на ЮЗ и осложнены вдоль оси плейстоцен-голоценовым сбросом амплитудой до 150 м со сброшенным северо-восточным крылом. Разрез крыла наращивается за счет мощных осадочно-пирокластических и вулканогенных образований среднего эоцена. В поисках залежей углеводородов определенный интерес может представить юго-западное крыло этой структуры, где позднемеловая осадочная толща надвинута на раннеэоценовые осадочно-пирокластические отложения, а на нижних этажах этой структуры возможно наличие осадочных отложений - аналогов разрезов западного фланга Цахкуняцкого горст-антиклинория.

Восточный берег Малого Севана сложен мощными вулканогенно-осадочными отложениями среднего-верхнего эоцена. Эта часть озера слабо изучена в отношении допалеогенового комплекса, и лишь в 10 км северо-западнее Шоржинского полуострова из-под эоцена выступают блоки пород офиолитовой серии, что позволяет предположить ее распространение вдоль всей прибрежной линии. Достаточно крупная позднемиоцен-четвертичная узкая молассовая впадина заключена между надвигами офиолитовой серии и комплексом сенонского и палеогенового чехла.

Скважина глубиной до 1 км, заданная у подножья Севанского хребта, в 20 км к СВ от гор. Варденис, не вскрыла всей мощности моласс, грубообломочных и насыщенных офиолитокластическим материалом. Как видно, поднадвиговая зона также не должна быть исключена из объектов

изучения, поскольку надвинутая на тектоническое подложье мезозойская офиолитовая серия, возможно, перекрыла меловые-юрские и палеозойские осадочные разрезы.

В бассейне оз. Севан отмечены многочисленные выходы (естественные и в скважинах) минеральных вод: гидрокарбонатно-хлоридные, натрово-кальциево-магниевые района гор. Камо, сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые в ущелье Гридзор, гидрокарбонатно-хлоридные, натриево-магниевые и натриево-магниево-кальциевые района с. Личк, хлоридно-магниевые у с. Варсев (Минеральные воды, 1969). Хлоридно-магниевые воды обнаружены также в районе с. Карчахпюр. Эти данные указывают на наличие в обрамлении озера закрытых структур.

Подводя итоги обзору строения перспективных структур, отметим, что наиболее перспективной рассматривается юго-западная часть озера Севан и переход к его южному обрамлению. Отсутствие данных о соотношении миоценового структурного плана с более древним ограничивает возможности прогноза на скопления углеводородов в отложениях мезозоя и палеогена.

3.3. Геологическое строение Центрального прогиба

Центральный прогиб относится к наложенным структурам палеогенового этапа, возникшим на месте западного сектора Анкаван-Мегринской (Зангезурской) геоантиклинальной зоны.

На севере Центральный прогиб ограничен обнажающимся на поверхности поднятием фундамента (Цахкуняцкий массив), с юга - погребенными поднятиями фундамента (по-

лоса с. Маралик-Паракар), вскрытыми скважинами и маркируемыми в гравиметрическом поле (рис. 3.6).

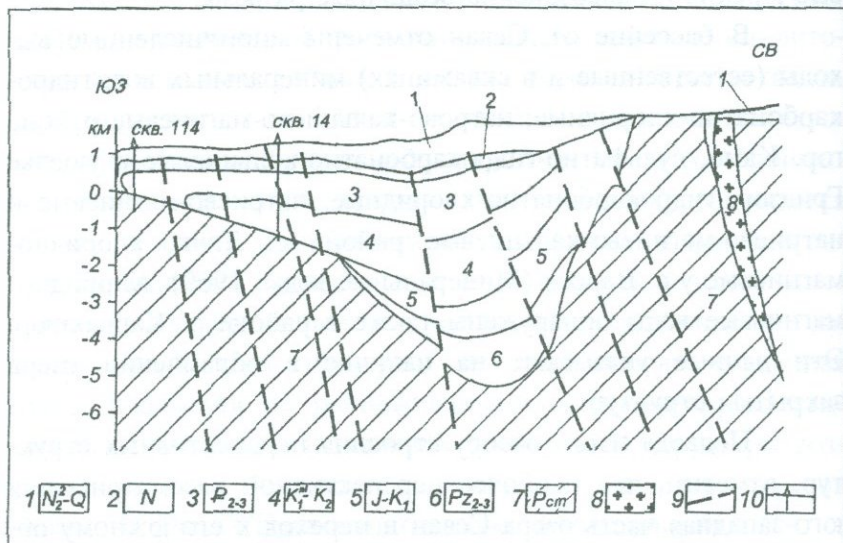


Рис. 3.6. Геологический разрез Центрального прогиба (Составил М.А. Саттан).

1. Наземно-вулканогенный комплекс. Поздний плиоцен-антропоген. 2. Молассы, включающие эвапоритовые отложения. Миоцен-нижний плиоцен. 3. Флишиоидный терригенный комплекс. Палеоген. 4. Карбонатно-терригенные отложения (альб-ранний сенон) и известняковая толща (поздний сенон). 5. Терригенно-вулканогенный комплекс. Юра. 6. Терригенно-известняковый комплекс. Средний-поздний палеозой-триас. 7. Древний метаморфический комплекс. Поздний рифей. 8. Гранитоиды. 9. Разломы предполагаемые. 10. Пробуренные скважины

Восточное продолжение прогиба маскируется миоцен-четвертичными лавами западных склонов Гегамского вулканического нагорья, где Центральный прогиб отделен от Севанского прогиба поднятиями метаморфического фундамента: Северо-Гегамским, Южно-Гегамским, Аргичинским.

Западное продолжение прогиба к Ширакской впадине остается скрытым под плащом вулканических образований массива г.Арагац.

Допалеогеновый комплекс южной прибортовой части Центрального прогиба характеризуется малыми амплитудами прогибания, сингенетически и эпигенетически сокращенными мощностями отложений палеозоя и мезозоя, мощности которых наращиваются к северу в связи с погружением кровли фундамента (рис. 3.6). Палеогеновые флишеидные отложения достигают в мощности 1-2 км, неогеновые моласы - 1-2,5 км (Садоян, 1989).

Глубинное строение Центрального прогиба изучено меридиональными сейсмическими профилями - ст."Земля", и профилями ГСЗ СЗ направления - ст."Черепаша" (Армгеология, Осипова и др., 1989).

На сейсмических профилях на юге Центрального прогиба поверхность фундамента погружается к северной части прогиба от 3,5 до 5 км в сопредельной Ширако-Севанской синклинорной зоне. К северу также максимально погружена граница Б₁, до 18 км. Глубина границы Б₂ резко сброшена у разлома, отделяющего Центральный прогиб от Ахтинского выступа фундамента.

Профиль ГСЗ-МОВЗ по линии с. Армаш-Ереван-г.Спитак и далее на СЗ к государственной границе выявил слоистое строение коры, со скоростными разделами 6,2 км/сек и 6,8 км/сек и переходами на глубине 20 км к скоростям 7,0-7,2 км/сек. Менее отчетливо выражена граница М.

Геоэлектрический профиль вдоль линии сейсмического профиля зафиксировал наличие низкоомного горизонта к северу от г. Еревана, что может быть отнесено к мантийному диапиру, обозначаемому на ЮЗ бассейна оз. Севан по

данным акустического профилирования (Оровецкий, Егоркина, 1983).

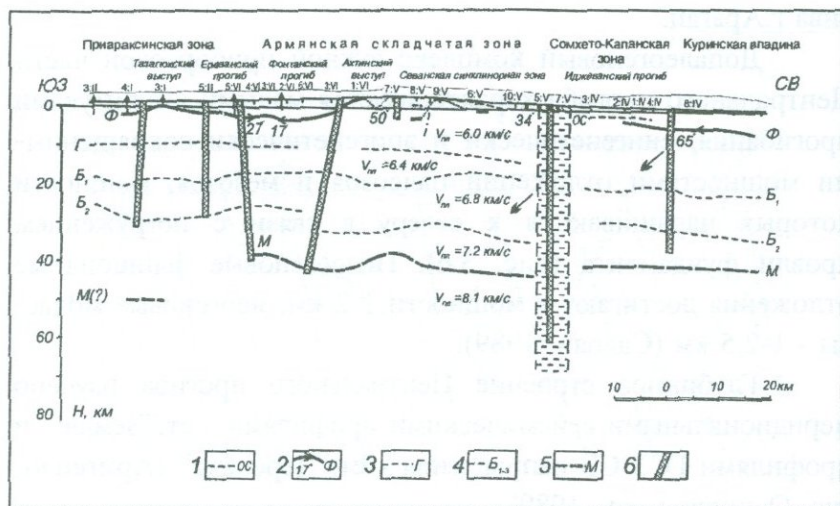


Рис. 3.7. Глубинный сейсмический разрез по линии Армавирская-Куринская. (Егоркина Г.В. и др., 1973).

1. Отражающий горизонт в "осадочном" слое. 2. Поверхность фундамента. 3. Поверхность "гранитного" слоя. 4. Поверхности базальтовых слоев. 5. Поверхность МОХО. 6. Глубинные разломы (участки отсутствия отражения обменных волн).

Под перекрытой мощным плиоцен-четвертичным вулканическим комплексом площадью прогиба весьма проблематичны западная и восточная его границы. По данным ст. "Земля" (Егоркина и др., 1973), разделом Ширакской впадины от Центрального прогиба служит поднятие фундамента массива г.Арагац. Подъем границ поверхностей Φ , Γ , B_1 , B_2 и M по направлению к стратовулкану, вероятно, не затрагивает южной его периферии. Меридиональный крупный разлом, фиксируемый широтным сейсмическим профилем

Кармрашен-Карабахлар (Егоркина и др., 1973), вероятно, служит разделом, пересекающим массив Арагаца.

Как и Центральный прогиб, Ширакский включает мощную осадочную толщу палеогенового флишоида (Садоян, 1989). Осадочный позднемеловой комплекс фиксируется по геофизическим данным. Подчеркнем глубокое, до 6-8 км, залегание поверхности фундамента в Ширакском прогибе, которая приподнята к югу и вновь погружена далее в Сабунчинской впадине. Крупный разлом или зона разлома, пересекающая важнейшие тектонические зоны региона, ограничивает Ширакский прогиб с запада, являясь важным структурным элементом региона. Сейсмодислокации вдоль широтных разломов при Спитакском (1988 г.) землетрясении затухали на подходе к этой зоне поперечных разломов и были выражены весьма слабо на Карском плато.

Геофизические данные и седиментологические реконструкции показывают, что Ширакский и Центральный прогибы могли быть в позднем мелу и палеогене соединены проливом вдоль южного края поднятия фундамента района г.Арагац. Северная граница Ширакской впадины ограничена крупным офиолитовым швом - западным продолжением Зангезурской офиолитовой зоны региона (Сатиан, 1979).

Из сейсмоактивных разломов наибольшую протяженность имеет правосдвиговый Гарнийский разлом. По данным А.С. Караханяна (1995), его СЗ - Алаварский сегмент, имеет протяженность до 60 км с простиранием ССЗ 340° и углом наклона $60-85^\circ$. По разлому смещение крыльев оценивается в 150-200 м, скорость сдвига 2 мм/год. Эльпинский сегмент разлома имеет протяженность в 50 км и направление ЮВ 150° , наклон на СВ $80-90^\circ$. Сейсмическая активность разло-

ма высокая: землетрясения 906 г., (М - 6,5); 1679г., (М-7,0); 1827 г., (М-6,5); Спитакское - 1988, (М-7,0).

На крайнем западе сейсмически активен Ахурянский левосдвиговой разлом. Он протягивается вдоль басс. р. Ахурян: гор. Дигор, Ани, Гюмри. К нему приурочены: Ленинанское землетрясение 1926 г., (М-5,7); Дигорское - 1935 г., (М-6,5); Анийское - 1022, 1036, 1064, 1065, (М-5,5-6,5).

Отложения палеоцен-эоцена Центрального прогиба представлены глинисто-алевритовым флишоидом. По данным бурения (скв. №№ 11-Е, 8-Е, 4, 14-Р), наибольшая мощность палеоцен-эоцена достигает 1500м. Низы эоцена характеризуются более карбонатным составом. Средний эоцен, мощность которого варьирует от 200 до 400 м, представлен глинисто-алевритовым полимиктовым флишоидом. Позднеэоценовый разрез мощностью до 1000 м (скв.16-Е) более песчаный, чем среднеэоценовый. Характерна малая примесь пирокластитики в этих отложениях - изредка лишь отмечены паратуффыты. Вулканическая компонента резко наращивается к северу к краям Цахкуняцкого массива. На юге прогиба вдоль погребенных поднятий Паракаро-Мараликской полосы ожидается более обогащенный кварцем состав терригенных осадков за счет размыва древнего метаморфического фундамента, как, например, в разрезе скв.Зейва-3. Судя по постепенным в разрезах скважин переходам отложений позднего эоцена в нижнюю молассу - аналог шорахбюрской толщи, можно ожидать распространения тех же фаций эоцена и на восток, к Гегамскому вулканическому нагорью и к Шорахбюрской антиклинали. Отметим, что в скв.Фонтан-30 и Арамус-33-Р вскрыт песчано-глинистый разрез позднего эоцена, мощностью до 660-1000 м, включающий пачки туффов и реже туфов в низах разреза.

Перспективы нефтегазоносности Центрального прогиба рассмотрены особо, поэтому укажем лишь, что, судя по типам осадков, это был мелководный прогиб, осевая часть которого остается мало изученной. Надо полагать, что пиренейская складчатость здесь проявилась слабо, ввиду залегания мезокайнозойского комплекса на приподнятом метаморфическом фундаменте. Обрамляющие выступ фундамента позднемеловые и палеогеновые толщи характеризуются спокойной германотипной складчатостью, что было отмечено ранними исследованиями (Паффенгольц, 1946). Складчатость становится линейного типа и возрастает ее интенсивность к югу, на пересечении Вединской офиолитовой (или Ереван-Ордубадской) зоной.

Олигоценовые отложения представлены песчано-глинистой шорахбюрской свитой, развитой в его центральной и юго-восточной частях. Мощности их достигают 800 м. Над ними согласно залегает пестроцветная свита верхнего олигоцена-нижнего миоцена. Мощность свиты меняется от 200 до 700 м.

Средний миоцен сложен соленосно-гипсоносной толщей, с которой связано широкое развитие соляных куполов в пределах прогиба. Мощность толщи изменяется в широких пределах - от 50 до 1070 м. Соленосно-гипсоносную толщу перекрывают сарматские глины, мощность которых варьирует от 50 до 590 м.

Строение Центрального прогиба наиболее полно изучено в его юго-восточной части (междуречье Азат-и Раздан), где было сосредоточено основное глубокое и структурное бурение (рис. 3.8, 3.9). Здесь первые геологические исследования были выполнены на Шорахбюрской площади, которая, по данным картирования (А.Т.Асланян, С. С. Мкртчян,

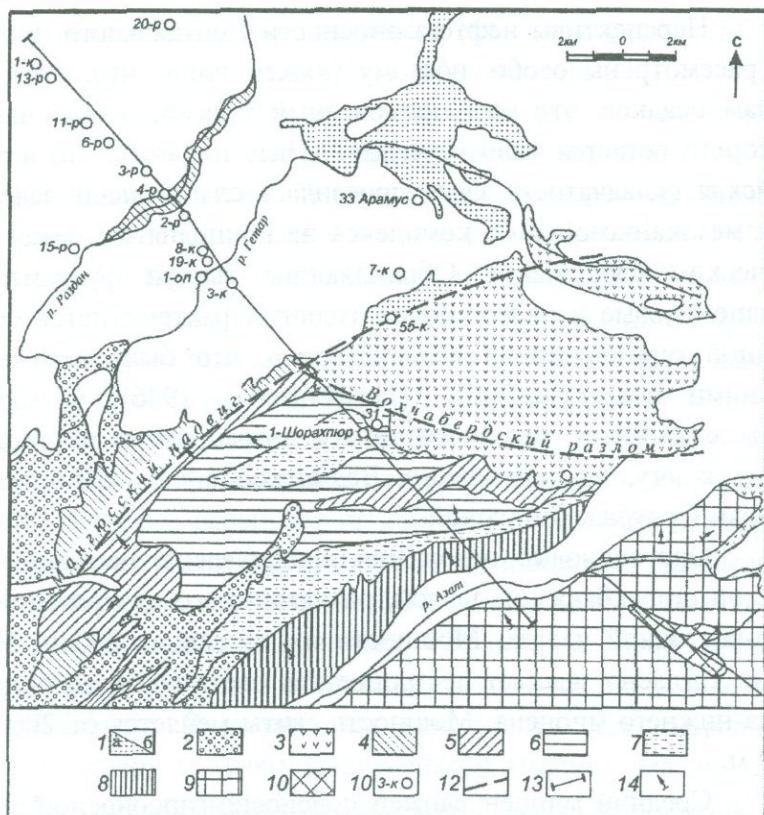


Рис. 3.8. Схематическая геологическая карта междуречья Раздан-Азат.

1. а) Делювиально-аллювиальные отложения. б) Наземно-вулканогенный комплекс; поздний плиоцен-четвертичный. 2. Аллювиальные отложения террас долины р. Раздан. 3. Вулканогенно-обломочная (вохчабердская) толща; ранний плиоцен. 4. Глинисто-песчаная моласса; сармат. 5. Гипсоносно-соленосная толща; средний миоцен. 6. Пестроцветная обломочная толща; поздний олигоцен - ранний миоцен. 7. Песчано-глинистая (шорахбюрская) толща; ранний-средний олигоцен. 8. Глинисто-песчаная флишиоидная толща; поздний эоцен. 9. Карбонатно-песчано-пирокластическая флишиоидная толща; средний-ранний эоцен. 10. Карбонатная и терригенная толщи; поздний мел. 11. Скважины. 12. Разломы. 13. Линии сейсмогеологических профилей. 14. Элементы залегания.

А.И.Месропян, 1949) среднеолигоценовых отложений, представлялась как антиклинальная структура, погружающаяся под вохчабердскую вулканогенно-осадочную толщу.

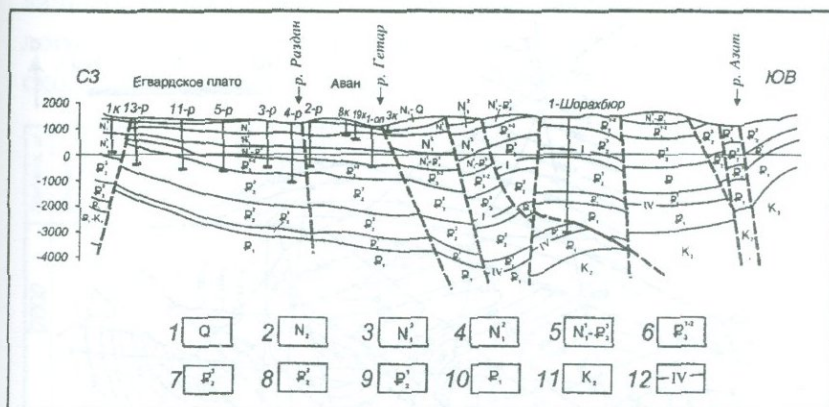


Рис. 3.9. Геологический профиль междуречья Раздан-Азат. (Составил Ю.Р. Каграманов).

1. Четвертичные отложения. 2. Вохчабердская толща; ранний плиоцен. 3. Молассы; сармат. 4. Гипсоносно-соленосная толща; средний миоцен. 5. Пестроцветная толща; поздний олигоцен - ранний миоцен. 6. Шорахбюрская толща; средний-ранний олигоцен. 7. Глинисто-песчаная флишиоидная толща; поздний эоцен. 8. Карбонатно-песчано-пирокластическая флишиоидная толща; средний эоцен. 9. Карбонатно-терригенная толща; ранний эоцен. 10. Терригенно-карбонатная флишиоидная толща; даний-палеоцен. 11. Карбонатная и терригенная толщи; поздний мел. 12. Сейсмический горизонт.

Проведенные сейсморазведочные работы МОГТ и пробуренная параметрическая скважина 1-Шорахбюр выявили более сложное, чем предполагалось ранее, строение Шорахбюрской антиклинали и прилегающих площадей. В разрезе исследуемой территории из четырех отражающих горизонтов достаточно уверенно прослежены первый горизонт, приуроченный к подошве верхнего эоцена, и четвертый - к

кровле палеоценовых отложений. Здесь выделяется крупное Вохчаберд-Шорахбюрское поднятие (рис. 3.10), ограниченное с юга Вохчабердским, а с севера - Мангюсским разлома-

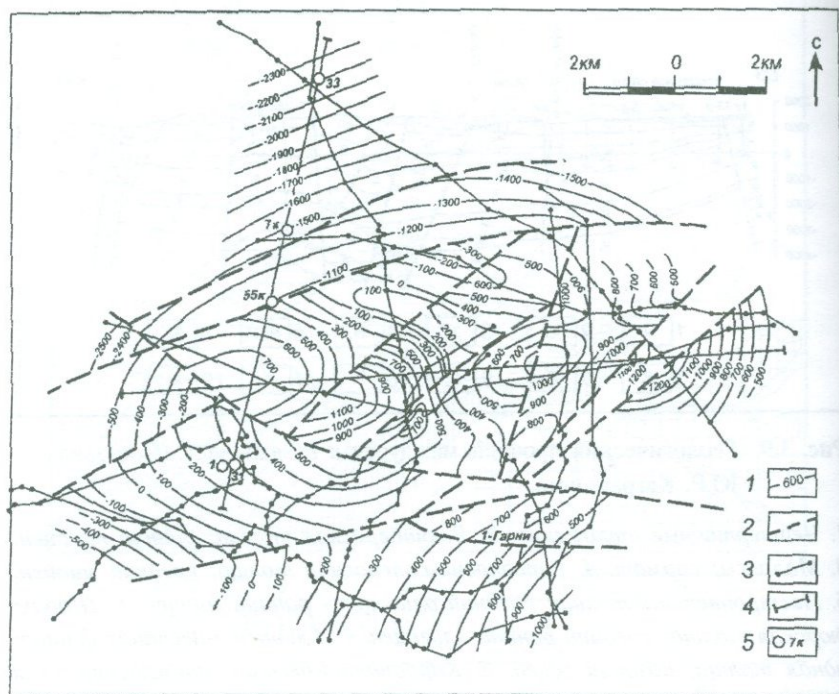


Рис. 3.10. Структурная карта Вохчаберд-Шорахбюрского поднятия (по 1-му сейсмическому горизонту). (Составил Ю.Р. Каграманов).

1 - изогипсы по кровле 1 сейсмического горизонта, приуроченного к подошве позднего эоцена; 2 - линии тектонических нарушений; 3 - линии сейсмических профилей; 4 - линии сейсмогеологических профилей; 5 - скважины.

ми. Надвинутым на неогеновые образования оказывается крупный блок палеогеновых отложений. Плоскость надвига выделяется на сеймопрофилях, проходящих через Шорахбюрскую площадь, и подтверждена данными параметричес-

кой скв.1-Шорахбюр, которая на глубине 4245 м пересекла тектоническое нарушение, войдя из отложений даний-палеоцена в нижнеэоценовые (рис. 3.11). Мангюсский разлом, видимо, отражает выход надвига на поверхность (сейсмогеологические профили по линии скв.1-Шорахбюр-Вохчабердское плато - скв.33-Арамус и продольному профилю).

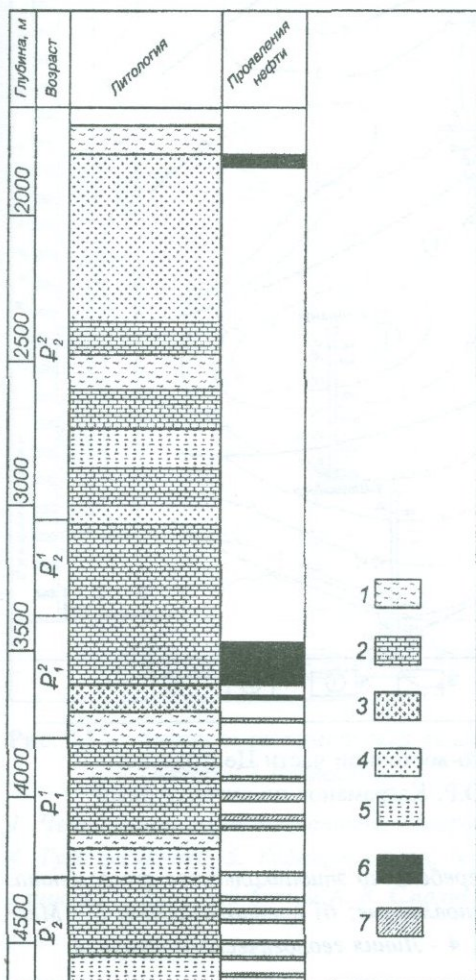


Рис. 3.11. Литолого-стратиграфический разрез скважины Шорахбюр-1. (Составил Ю.Р. Каграманов).

1. Глины и песчаники. 2. Мергели с прослоями глин и алевролитов. 3. Гравелиты. 4. Туффиты пелитовые. 5. Туффопесчаники. 14. Туфы пелитовые. 6. Пласты с притоком нефти. 17. Пласты, отмеченные нефтепроявлениями.

Северное крыло Вохчабердского поднятия, ступенчато погружаясь, образует южный борт Арамусской мульды (рис. 3.12).

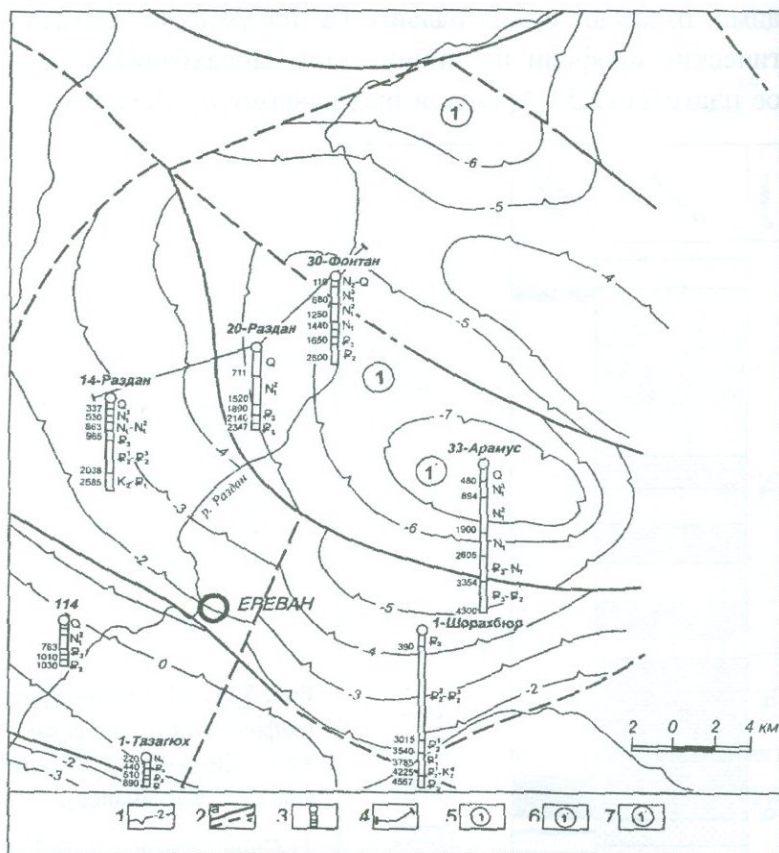


Рис. 3.12. Структурная схема юго-восточной части Центрального прогиба. (Составил Ю.Р. Каграманов по литературным данным).

1 - Изогипсы по поверхности погребенного эпибайкальского фундамента.
 2 - Глубинные разломы: а) установленные; б) предполагаемые. 3 - Местоположения и разрезы скважин. 4 - Линия геологического профиля.

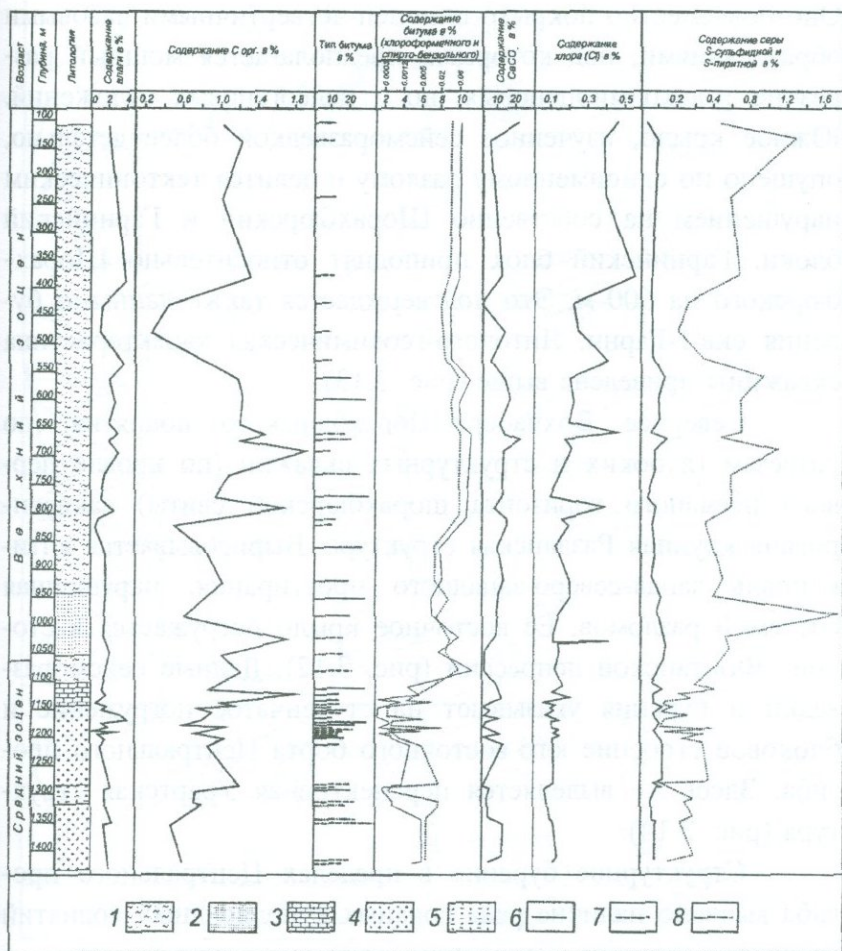


Рис. 3.13. Литолого-геохимическая характеристика разреза скв.Гарни-1.
(Автор Г.З.Атанесян).

1. Чередование глин, песчаников, алевролитов.
2. Песчаники.
3. Мергели.
4. Туфопесчаники.
5. Туфоаргиллиты.
6. Маслянистый битум А.
7. Маслянисто-смолистый битум А.
8. Смолистый битум А.

Оно повсеместно покрыто плиоцен-четвертичными лавовыми образованиями, под которыми предполагается мощный разрез не только миоценовых, но и палеогеновых отложений. Южное крыло, изученное сейсморазведкой более детально, опущено по одноименному разлому и делится тектоническим нарушением на собственно Шорахбюрский и Гарнийский блоки. Гарнийский блок приподнят относительно Шорахбюрского на 600 м. Это подтверждается также данными бурения скв.1-Гарни. Литолого-геохимическая характеристика скважины приведена выше (рис. 3.13).

Севернее Вохчаберд-Шорахбюрского поднятия, по разрезам глубоких и структурных скважин (по кровле первого песчаного горизонта шорахбюрской свиты) закартирована крупная Разданская структура. Вырисовывается антиклиналь запад-северо-западного простирания, нарушенная системой разломов. Ее восточное крыло погружается в сторону Фонтанской депрессии (рис. 3.12). Данные сейсморазведки и бурения указывают на ступенчатое погружение и блоковое строение юго-восточного борта Центрального прогиба. Здесь же выделяется перспективная Урартская структура (рис. 3.14).

Структурное бурение в пределах Центрального прогиба выявило наличие ряда соляных куполовидных поднятий среднего миоцена, имеющих широтное простирание, с которыми связываются перспективы нефтегазоносности.

В строении более южной, Вединской (или Ереванско-Ордубадской) зоны, по данным глубокого бурения и сеймопрофилирования, залегающие над мезозойским офиолитовым комплексом (параавтохтоном) палеоценовые отложения (западный сектор зоны) имеют резко сокращенную мощность, тогда как флишоидные туфогенно-терригенные отложения

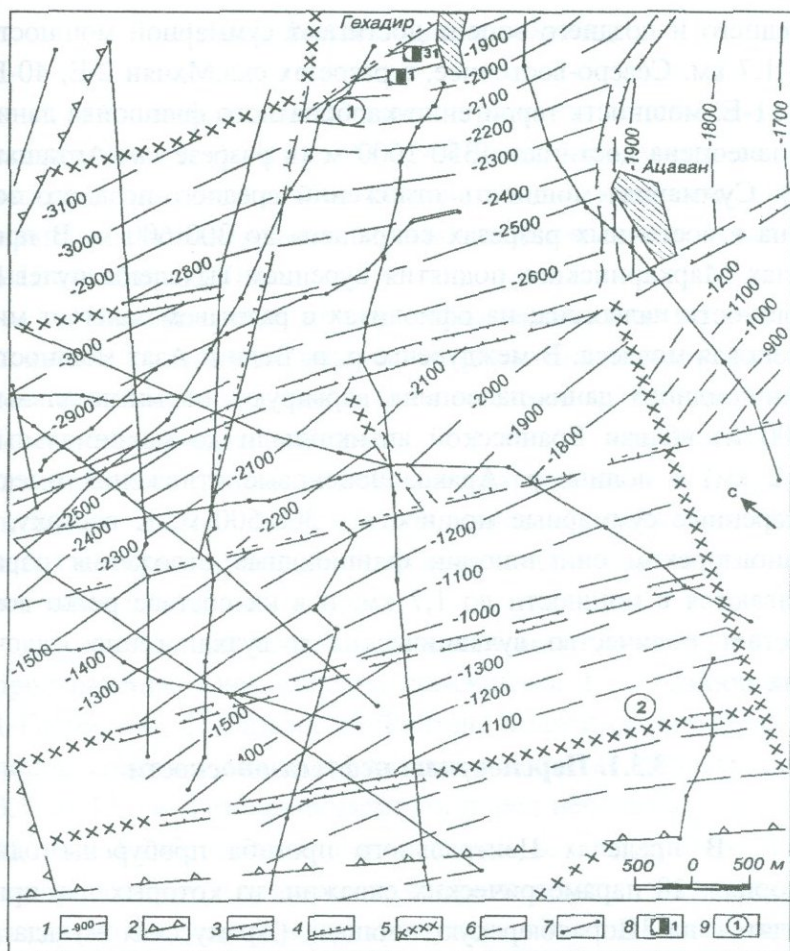


Рис. 3.14. Структурная карта Уартской площади и ее сочленения с Шорахбюрской структурой по кровле палеоцена (IV горизонт).

1. Изогипсы сейсмического горизонта IV, по кровле палеоценовых отложений. 2. Глубинные разломы по данным космодешиффрирования, гравиметрии, аэромагнитной съемки и геоморфологии. 3-6. Разрывные тектонические нарушения: 3. Сбросы. 4. Взбросы. 5. Предполагаемые. 6. По данным бурения. 7. Линии сейсмических профилей МОГТ. 8. Параметрические скважины. 9. Площади: 1 - Шорахбюрская. 2 - Уартсакая.

среднего и позднего эоцена достигают суммарной мощности до 1,7 км. Северо-восточнее, в разрезах скв. Мхчян 2-Е, 40-Е, 2, 11-Е, мощность терригенно-карбонатного флишоида дания и палеоцена достигает 1350-1600 м (в разрезе скв. Арташат-ІР). Суммарная мощность отложений среднего-позднего эоцена в восточных разрезах сокращена до 300-600 м. В пределах Маркаринского поднятия бурением выявлены нулевые мощности палеогена; на офиолитах с разрывом залегает миоценовая моласса. В междуречье р. р. Веди и Азат мощности флишоидного дания-палеоцена варьируют от минимальных (200 м) вблизи Ераносской антиклинали до максимальных (1,2 км) к долине р. Аракс. Эоценовые отложения имеют умеренные суммарные мощности - 300-500 м. К востоку, в Вайодзорском синклинории флишоидные отложения нарастают в мощности до 1,7 км, и в их составе резко возрастает количество вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

3.3.1. Перспективы нефтегазоносности

В пределах Центрального прогиба пробурены одна опорная, 18 параметрических скважин, из которых две приходятся на Шорахбюрскую площадь (Арамусская мульда и Фонтанская депрессия). Остальные глубокие скважины были сосредоточены главным образом на Разданской структуре.

Разрез прогиба изучен в основном до эоцена включительно. Опробовательские работы проведены в небольшом объеме и охватывают незначительный интервал, вскрытый скважинами; интерес могут представлять также глубокие горизонты.

3.3.1.1. Коллектора и покрышки

Отложения даний-палеоцен-нижнего эоцена вскрыты скважинами 1, 31-Шорахбюр, 14-Раздан и изучены по естественным обнажениям. Максимальная мощность этого комплекса в Центральном прогибе установлена по скважине 1-Шорахбюр 1200 м.

Коллекторские показатели даний-нижнеэоценовых отложений в основном низкие: открытая пористость гравелитов, песчаников и алевролитов колеблется от 2,60 до 13,4%. Газопроницаемость варьирует от 0 до 7,5 млрд. Трещинная проницаемость пород (в основном карбонатных) колеблется от 0 до 6 млрдарси. Вместе с тем встречаются макротрещины, через которые происходит поглощение глинистого раствора в процессе бурения скважин.

Отложения среднего эоцена имеют наибольшее распространение. Они вскрыты скважинами 1-, 31-Шорахбюр, 1-Гарни, 14-, 16-Раздан, 30-Фонтан. Коллекторские свойства пород среднего эоцена следующие: открытая пористость от 3,1 до 13,6%. Газопроницаемость пород небольшая - от 8 до 45 млрд. Карбонатность пород от 0,8 до 26,7%. Результаты интерпретации промыслово-геофизических исследований указывают на высокую макротрещиноватость, о чем свидетельствуют также интенсивные поглощения глинистого раствора, отмеченные при бурении скважин в среднеэоценовых отложениях.

Разрез верхнего эоцена представлен флишоидными отложениями: песчаниками, алевролитами и глинами, с редкими прослоями гравелитов, мергелей и известняков. Максимальная мощность составляет 1200 м (скв.1-, 31-Шорахбюр).

По данным анализа ритмограмм, выполненных по разрезам правобережья р. Азат, процентное содержание песчано-алевролитовых пород снизу-вверх по разрезу свиты увеличивается от 26,6 до 46,7%. Открытая пористость (скв.1-, 31-Шорахбюр, 30-Фонтан, 14-, 15-, 11-, 6-Раздан) песчано-алевролитовых пород колеблется от 2,19 до 17,91%. Газопроницаемость варьирует от 0 до 67,76 мд.

Отложения олигоцена Центрального прогиба представлены шорахбюрской свитой, которая подразделяется на три подсвиты: нижнюю флишoidную, среднюю глинисто-песчаную и верхнюю песчано-глинистую. Открытая пористость песчано-алевролитовых пород шорахбюрской свиты колеблется от 3,12 до 29,4%. Газопроницаемость пород изменяется от 0 до 32,8 мд. Коллекторские свойства пород улучшаются в направлении с юга-востока (скв.1-Шорахбюр) на северо-запад (скв.11-, 14-Раздан).

Пестроцветная толща (верхний олигоцен-нижний миоцен) представлена в основном песчаниками, алевролитами, глинами, конгломератами. Открытая пористость песчаников колеблется от 4,04 до 20,66%, в алевролитах - от 17 до 18,0%. Газопроницаемость песчаников колеблется от 0 до 25,1 мд; для алевролитов варьирует от 0 до 29,8 мд.

Разданская свита (сарматский ярус) широко развита в Центральном прогибе и вскрыта многочисленными скважинами. В ее разрезе отмечены преимущественно глины с подчиненными пропластками песчаников, алевролитов и редко известняков. Песчано-алевролитовые породы сармата характеризуются средними значениями коллекторских свойств: открытой пористостью от 4,8 до 21,4%; газопроницаемостью - от 0 до 61,3 мд.

В пределах исследуемой территории можно (стратиграфически сверху вниз) выделить следующие отложения, которые могут служить покрывками:

- сарматские отложения, в разрезе которых преобладают преимущественно монтмориллонитовые глины; мощность свиты колеблется от 50 до 570, часто 200-400 м;
- галогенные отложения среднего миоцена (соленосно-гипсоносная свита, представленная глинами с мощными пластами каменной соли, гипса и ангидрита), мощность свиты колеблется в широких пределах - от 40 до 1066 м, чаще 400-600м;
- глинистая подсвита шорахбурской свиты, представленная главным образом глинами с редкими прослоями песчаников, алевролитов и известняков; мощность подсвиты колеблется от 50 до 500 м, чаще 200-300 м;
- в качестве региональной покрывки могут выступать отложения нижней части верхнего эоцена, представленные в большей части глинистыми породами.

3.3.1.2. Гидрогеологические условия

Гидрогеологические исследования в пределах Центрального прогиба в основном проводились на Разданской антиклинали в скв.3-р, 4-р, 5-р, 6-р, 11-р, 14-р, 15-р и 20-р. Исследования показали, что воды эоценовых отложений относятся преимущественно к хлор-кальциевому типу, но встречаются и гидрокарбонатно-натриевые, и хлор-магниевые. По содержанию иона SO_4 они подразделяются на мало-, средне- и высокосульфатные. Минимальная сульфатность вод установлена в наиболее глубоко залегающих горизонтах (скв.4-р). Уменьшение сульфатности наблюдается с юга на

север. В этом же направлении уменьшается минерализация вод от 17,8 (скв.15-р) до 10,1-10,6 г/л (скв.11-р и 20-р). Уменьшение минерализации вод отмечено и вниз по разрезу эоценовых отложений от 28,9 до 10,6 г/л (скв.20-р, интервал 1708-1981 м).

Содержание J в водах находится в пределах 8-25 мг/л, нафтеновых кислот - 5,4-11,7 мг/л. Воды эоценовых отложений повсеместно газонасыщены. Это газы метановые, метано-азотные, азотно-метановые, иногда с высоким содержанием CO_2 . Вниз по разрезу в составе газа наблюдается увеличение содержания CH_4 . Опробование скважины 11-р показало, что газ из интервалов 1640-1517 и 1851-1846 м содержит 13 и 30,7% CH_4 ; газ, отобранный из интервала 1880-1864 м, метановый (98,8%). В том же порядке уменьшается азот от 87% до 0. Уменьшение содержания метана и увеличение азота и CO_2 в газе наблюдается по мере удаления от свода структуры. При бурении скв.11-р и 13-р, по мере углубления в эоценовые отложения, газопроявления становились интенсивнее. Следует отметить, что проба воды, отобранная из скв.11-р (интервал 1880-1864 м) характеризуется высокой газонасыщенностью - 998 см³/л. Давление насыщения растворенного в воде газа составляет 51 атм., коэффициент газонасыщенности достигает почти 0,3. Именно этим можно объяснить увеличение газонасыщенности вод и метанизации растворенных газов по мере приближения к перспективному нефтегазонасыщенному разрезу эоцена.

Воды шорахбюрской свиты (нижний-средний олигоцен) по результатам опробования скв.4-р и 15-р относятся к хлор-кальциевым, при минерализации в пределах 28-41,8 г/л, с тенденцией увеличения минерализации вверх по разрезу. Сульфатность вод увеличивается в том же направлении и является перспективной для геодинамических ретроспекций.

3.3.2. Прямые признаки нефтегазоносности и перспективные структуры

Геологоразведочные работы в пределах Центрального прогиба в качестве наиболее перспективной структуры определили Шорахбюрскую структуру. Результаты проведенных здесь газовой съемки (Дьячишина, 1948) и люминесцентно-битуминологических исследований (Флоровская, 1949) указали на возможность присутствия в отложениях палеогена данной структуры глубинного газоотдающего источника (рис. 3.15).

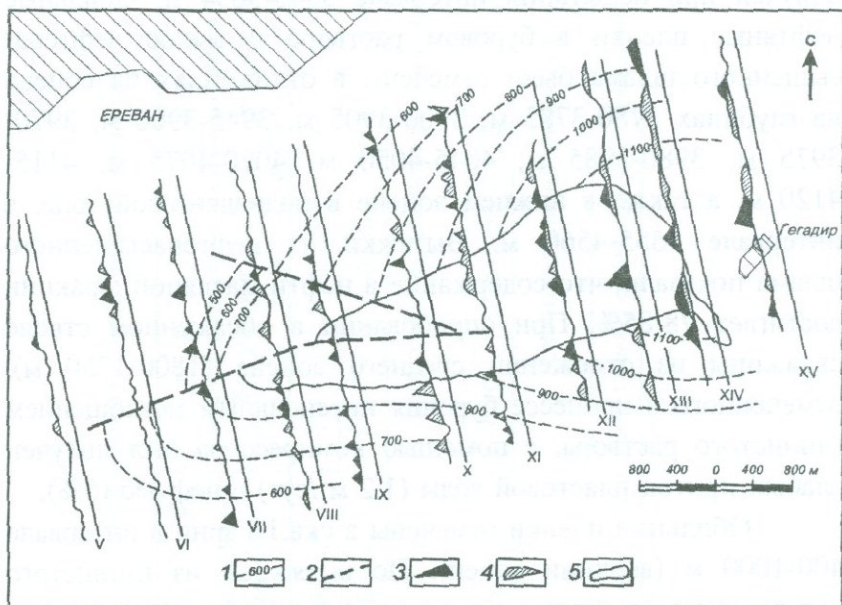


Рис. 3.15. Структурная схема Шорахбюрской площади по кровле среднего олигоцена. (Составил Ю.Р. Каграманов).

1. Изогипсы по кровле циреновых песчаников. 2. Тектонические нарушения. 3. Аномальное содержание ТУ по газовой съемке. 4. Аномальное содержание CH_4 по газовой съемке. 5. Зона размыва среднеолигоценовых отложений.

Данные геохимических исследований как верхнеэоценовых, так и подстилающих отложений показали их высокую битуминозность, значительное содержание хлороформового битуминоида и возрастание этих параметров с глубиной.

Безусловно, наибольшего внимания заслуживает факт получения притока нефти при испытаниях в скважине Шорхбюр-1, в кровле палеоэоценовых отложений на глубинах 3474-3589 м (табл. 2).

Слабый приток глинистого раствора с нефтью был получен при испытании интервала 3640-3634 м. Обильные нефтяные пленки в буровом растворе и вынос нефтенасыщенного шлама были отмечены в отложениях палеоэоцена на глубинах 3780-3785 м, 3900-3905 м, 3945-3960 м, 3970-3975 м, 3980-3985 м, 4045-4050 м, 4070-4075 м, 4115-4120 м, а также в нижнем эоцене в поднадвиговой зоне, в интервале 4555-4560 м. Вытяжки из нефтенасыщенного шлама показали, что содержание в нефти масляной фракции достигает 78-85%. При опробовании в обсаженном стволе скважины из отложений среднего эоцена (1800-1750 м), отмеченного в процессе бурения интенсивным поглощением глинистого раствора, с помощью компрессора был получен слабый приток пластовой воды ($1,2 \text{ м}^3/\text{сут}$) с нефтью (5%).

Обильные пленки отмечены в скв.1-Гарни в интервале 400-1000 м (верхний эоцен). По вытяжкам из глинистого раствора можно судить, что содержание масляной фракции в нефти более 70%. Нефтепроявления были также зафиксированы при бурении в отложениях среднего эоцена из глубин 1015-1100; 1283-1300 м и 1308-1310 м. Результаты хроматографических исследований (лаборатория проф. Петрова А.А., ИГиРГИ) образцов битумов, извлеченных из кер-

Содержания и типы битумов по разрезу скв. Еранос-1

Интервалы	С о д е р ж а н и я					Тип органического вещества	Тип битума
	органического вещества	хлороформовый битумоид		спирто-бензольный битумоид			
		в бал.	в %	в бал.	в %		
65-93	1,3-1,2	7-8	0,01-0,02	8-12	0,02-0,03	МБ, МСБ	А
250-630	1,2-3,4	7-10	0,01-0,08	8-14	0,02-1,25	МСБ	А
450-534 (песчаники)	свободное выделение углеводородов						-
640-889	0,5-3,6	7-10	0,01-0,08	8-14	0,02-1,25	САБ	А
900-911 (песчаники)	свободное выделение нефти						
1051-1170	битуминозные глины, обогащенные тяжелыми углеводородами						

на (705-775 м) и из глинистого раствора (глубины 960-1000; 1015-1100; 1308-1310 м), указывают на содержание в них нефти и нефтяных битумов. Об этом же свидетельствуют битуминологические исследования лаборатории геологии нефти и газа ИГН НАН РА (рис. 3.13).

Исследования нефтей, извлеченной из шлама и полученной при испытании скважин, показали, что они идентичны. Видимо, существует единый глубинный источник миграции нефти вдоль крупного Вохчабердского разлома и связанной с ним системы тектонических нарушений. Наибольшие перспективы как по среднеэоценовым, так и палеоэоценовым отложениям ожидаются на северном крыле Вохчабердской структуры (поднадвиговая зона), геологические условия которой более благоприятны для сохранения залежей углеводородов. Здесь разрез (сверху-вниз) представлен сарматскими глинистыми отложениями (мощностью до 400 м), соленосно-гипсоносной толщей среднего миоцена (мощностью до 1000 м), пестроцветной песчано-глинистой свитой нижнего миоцена-верхнего олигоцена (мощностью до 600 м), шорахбюрской песчано-глинистой свитой среднего-нижнего олигоцена (мощностью до 600 м), которые могут служить надежным флюидоупором для подстилающих эоценовых образований. Поступление углеводородов наиболее вероятно со стороны Арамусской мульды, куда погружается северное крыло Вохчабердского поднятия. О возможной миграции углеводородов свидетельствуют результаты геохимического исследования кернового материала скв.Арамус, пробуренной в Арамусской мульде до глубины 4355 м (вскрыты отложения среднего эоцена). Породы вскрытой части палеогеновых отложений содержат $C_{орг}$ обычно более 1%. Общее увеличение хлороформового битуминоида в породах выявляется вниз по

разрезу. Залежи нефти ожидаются в палеогеновых отложениях, прежде всего в более трещиноватой разломной зоне.

В разрезе Вохчаберд-Шорахбюрского поднятия прежде всего перспективы нефтегазоносности следует связывать с даний-палеоценовыми отложениями. К северу, в сторону Арамусской мульды, диапазон перспективных отложений должен быть расширен. Продуктивными могут быть олигоценые отложения (шорахбюрская свита), которые здесь перекрываются полным комплексом неогеновых отложений.

Значительный интерес представляет юго-западный борт Центрального прогиба, особенно зона, расположенная вдоль Паракар-Мараликского поднятия. По результатам сейсмических исследований методом ОГТ склон выступа ступенчато погружается в сторону Шорахбюрской площади. Здесь возможно скопление залежей нефти в палеоценовых отложениях. Под поисковые работы наибольший интерес представляет Урартская блоковая структура (рис. 3.14).

В пределах Разданской структуры интенсивные газопроявления были отмечены в целом ряде скважин. Например, в скв.11-р в интервале 1486-1930 м зафиксированы газопроявления на 10 различных гипсометрических уровнях, с высокими показаниями газового каротажа (до 40%). При бурении этой же части разреза в скв.13-р (1780-1810 м и 1820-1827 м), занимающей более высокое структурное положение, после интенсивного газонасыщения раствора произошло открытое фонтанирование. В разрезе скважин, расположенных в повышенных участках антиклинали, в отложениях верхнего эоцена наблюдаются аномальные зоны насыщения органическим веществом. Так, в скв.14-р, вниз по разрезу, при незначительном изменении содержания $C_{орг}$ от 0,27 до 0,37% отмечается увеличение ХБ СББ от 0,64 до

4,31 при высокой битуминозности пород (5-82%). Увеличение битуминозности пород в низах верхнего эоцена наблюдается и в скв.11-р, 13-р, 14-р и 15-р. Такая обогащенность битумоидом пород возможна, по-видимому, при миграции углеводородов из подстилающих среднеэоценовых отложений, в кровле которых могут быть залежи нефти. Аналогичная закономерность наблюдалась на Вохчаберд-Шорахбюрском поднятии, где из отложений среднего эоцена и палеоцена получены притоки нефти.

По данным скв.14-р, породы среднеэоценовых отложений характеризуются высокой степенью битуминозности - $\beta = \text{ХБ}/\text{С}_{\text{орг}} \times 100\%$ колеблется в пределах 48,4-85,4, а отношение ХБ/СББ изменяется от 1,24 до 2,26. В отложениях среднего-нижнего эоцена выделяются песчаные горизонты с высоким удельным сопротивлением пород. Повышенное сопротивление песчаных горизонтов в интервалах 2258-2273 и 2360-2370 м, видимо, связано с нефтенасыщенностью (рис. 4.1, табл.3). Возможно, нефтенасыщены и верхнемеловые отложения: при бурении скв.14-р в растворе наблюдались пленки нефти.

В разрезе Разданской антиклинали залежи нефти и газа можно ожидать в отложениях палеоцена и среднего эоцена, хотя не исключается возможность обнаружения залежей углеводородов и в разрезе верхнего мела.

Значительный интерес представляют нефтепроявления на Аванском солянокупольном месторождении, занимающем промежуточное положение между Разданской антиклиналью и Вохчабердским плато. Здесь нефть, как правило, появлялась при бурении шпуров в глинисто-эвапоритовых отложениях среднего миоцена. Состав нефти 97% УВ и 3% силика-

Результаты обработки БКЗ по скв.14-р (пл.Раздан)

Возраст	Горизонт	Интервал	Мощность горизонта, м	Эффективная мощность, м	З о н ы					Удельное сопротивление зоны проник- новения, Омм	Удельное сопротивление пород, Омм	ПС
					0.55	1.05	2.25	4.25	8.05			
Нижний- средний эоцен	I	1825-1842	17	9	9	12	13	6	5.5	10	5	10
	I	2258-2273	15	11	18	45	95	90	75	42	90	8
	II	1902-1910	8	8	20	37	20	20	23	28	21	30
	II	2360-2370	10	10	25	50	112	185	175	50	130	30

гелевых смол, среди УВ $C_6 - C_8$ 85,2% составляют метановые, 2,7% циклопентановые, 2,8 циклогексановые и 9,3% ароматические, в нефти присутствуют 15,6% алканов $C_{10} - C_{26}$, наблюдается преобладание нечетных (НЧ) алканов C_{11} , C_{13} и C_{15} над соседними четными. Содержание изопреноидов равно 4,3% при отношении фитан/пристан 0,78. В спиртобензольной вытяжке из терригенно-карбонатных пород, заполняющих тектонические нарушения, число атомов углерода в молекулах n-алканов возросло до 30, преобладают нечетные алканы состава: C_{21} , C_{23} и C_{25} , отношение фитан/пристан равно 1,5. Очевидно, скопление легкой нефти вызвано ее миграцией из подстилающих отложений.

Выявленные соляные купола и в их пределах проявления нефти свидетельствуют об их несомненной перспективности.

Отложения разданской (сармат) и соленосно-гипсоносной свит на значительной части территории исследования образуют единую мощную покрывку. Непосредственно под этими, практически непроницаемыми пластами пород залегают отложения пестроцветной толщи, относимые к верхнему олигоцену - нижнему миоцену. Последние подстилаются шорахбурской свитой (средний-нижний олигоцен), открытая пористость песчаных пластов которой чаще всего превышает 20%. Многочисленные нефтепроявления, отмеченные на Аванском солеруднике и при бурении скважин под строительство газохранилищ в солях, и высокое содержание органического вещества в породах шорахбурской свиты свидетельствуют о возможном существовании нефтегазовых залежей в отложениях олигоцена - нижнего миоцена.

Представляется, что на рассматриваемой территории скопления нефти можно ожидать в кровле среднего эоцена,

породы которого характеризуются высокими коллекторскими свойствами и перекрыты достаточно надежным флюидоупором - породами верхнего эоцена. Отметим, что в Грузии (Самгори, Телети и др.) и Азербайджане (Мурад-Ханлы, Тарсдаляр) были открыты и освоены месторождения нефти в среднеэоценовых отложениях, имеющих значительное сходство с одновозрастными образованиями центральной части Армении.

Изучение разреза палеогеновых отложений Центрального прогиба и, прежде всего, данные бурения позволяют рекомендовать его в качестве одного из перспективных для поисков залежей углеводородов.

Глава 4.

ВЫВОДЫ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Научно-исследовательские и поисково-разведочные работы, проведенные за последние десятилетия в центральной части территории Армении, приводят к заключению о наличии определенных перспектив нефтегазоносности отложений позднего мела, палеогена и отчасти миоцена. Тому свидетельствуют прямые признаки нефти и газа и значительные мощности осадочных толщ, их коллекторские свойства, а также наличие определенных благоприятных структур и низкий уровень постседиментационных преобразований отложений.

Обнаружение в этом комплексе залежей углеводородов стало более вероятным с открытием в разновозрастных отложениях Рионо-Куринской депрессии промышленных месторождений нефти. Геологическое строение докайнозойского комплекса Рионо-Куринской зоны ныне существенно пересмотрено благодаря данным глубокого и сверхглубокого бурения (скв.Саатлы). Как оказалось, мезозойский разрез складывается мощным вулканогенным и вулканогенно-эвапо-

риовым (Риони) комплексами. Они включают, видимо, низы средней юры и верхи лейаса, а также отложений триаса, связанных с начальными стадиями рифтинга континентальной коры этой области. Латеральные переходы позднеюрских-меловых отложений к краям зоны в осадочные и вулканогенно-осадочные литофации, определяют перспективы площади поисков залежей углеводородов в докайнозойском разрезе (Алиев и др., 1985). Вместе с тем очевидно, что Рионо-Куринская система нефтегазоносных бассейнов мезокайнозоя, имела гораздо большую протяженность, ширину и мощности осадочного выполнения, чем межгорные прогибы центрального Закавказья и Приаракся. Следует отметить также и различную тектоническую позицию прогибов Транскавказского пересечения, условно относимых к единому классу – межгорным прогибам. В Закавказье и в сопредельных регионах Передней Азии большие перспективы связываются с мощным известняковым комплексом сенона, битуминозность которого участками очевидна. Этот комплекс, наряду с пермскими битуминозными карбонатными отложениями, может рассматриваться как вероятно нефтематеринский, с которым связаны концентрации углеводородов палеогенового разреза.

Как уже отмечалось выше, Центральный прогиб сформировался в пределах срединного массива, расположенного между Вединской и Ширако-Зангезурской офиолитовыми швами. Присеванский и Пригегамский прогибы бассейна оз. Севан возникли в восточном секторе Эрзинджан-Севанского синтаксиса офиолитовых сутур, и очевидна более высокая деформированность осадочного выполнения этих прогибов, в особенности, Присеванского.

Приараксинский межгорный прогиб заложен также отчасти в пределах мезозойской офиолитовой Вединской сутуры, охватывая и часть палеозойского субплатформенного комплекса.

Остаются слабо изученными соотношения структурных планов палеозойского, мезозойского и более молодых комплексов. В Севано-Акеринской и Вединской тектонических зонах простираение палеогенового комплекса является в целом согласным с мезозойским и лишь несколько смещенным к бортам мезозойских прогибов. Молассовые комплексы миоцена соотносятся с ними резко несогласно.

В пределах офиолитовых сутур и, особенно их краев, картируются мелкие надвиги офиолитов на мезозойский-палеогеновый комплексы обрамления, перспективные для поисковых работ. Главная фаза формирования надвигов относится к границе среднего и позднего, либо к позднему эоцену, (пиринейская фаза). Нижняя моласса (ранний-средний олигоцен) налегает на висячие крылья надвигов часто несогласно. Крупные опрокинутые к югу антиклинали, в подошве ограниченные пологими срывами, развиты также вдоль южного борта Центрального прогиба, на границе с Маралик-Паракар-Ераносской зоной поднятий докембрийского фундамента, обрисовывая перспективную полосу поисков залежей углеводородов.

Заслуживают дальнейшего изучения перспективы обнаружения залежей углеводородов в отложениях палеозоя и в верхах древнего метаморфического фундамента региона. В частности, известная в мировой практике корреляция распределения залежей углеводородов в осадочном комплексе над зонами глубинных разломов, предполагает возможный их глубинный подток и концентрации в трещиноватых частях

фундамента. Факты обнаружения подобных залежей углеводородов в породах фундамента ряда регионов нередки и проблема эта сохраняет свою актуальность и для Закавказья.

Анализ результатов поисковых работ показывает недостаточный уровень изученности и подготовленности для разведочных работ перспективных структур центральной части региона. В Центральном прогибе относительно лучше изучена Шорахбурская площадь, где получены прямые, положительные результаты геологоразведочных работ. Частично изучена Разданская структура, остальная часть Центрального прогиба нуждается в проведении систематических комплексных исследований. Поиски залежей углеводородов здесь находятся на самом начальном этапе и настоятельно требуется проведение сейсморазведочных и региональных профилей (рис. 4.1).

Однако мощный плащ плиоцен-четвертичных продуктов вулканизма, включающих диатомиты и другие озерные осадки, затрудняют получение методами ОВ, КМПВ и РНП достаточной информации по структуре подлавого комплекса на большей части прогиба. Необходимо внедрение новейших, более эффективных сейсморазведочных методов (МОГТ и др.). Поисковые и специализированные исследования на нефть и газ в бассейне оз. Севан были предприняты лишь в последние годы. Буровые и сейсморазведочные поисковые на нефть и газ работы здесь не проводились. Изложенная информация о перспективных структурах основывается на результатах региональных поисково - съемочных работ и, соответственно, необходимо проведение значительного объема дополнительных специализированных исследований для поисков углеводородов, которые ожидаются преимущественно в виде тектонически экранированных типов за-

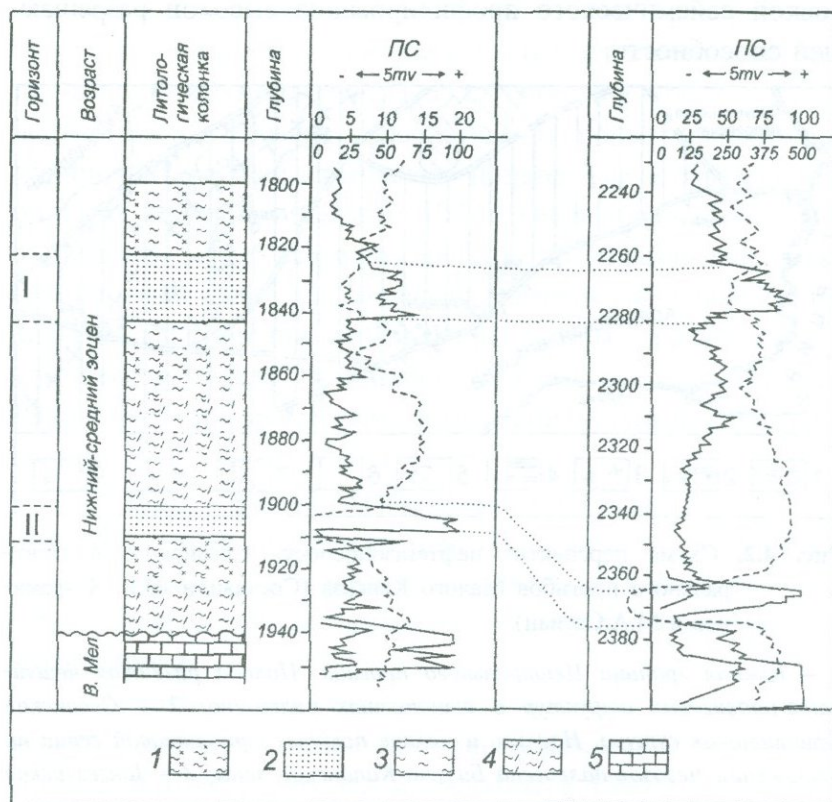


Рис. 4.1. Корреляция песчаных горизонтов в скважине Раздан-14. (Составил Ю.Р. Каграманов).

1. Алевролиты глинистые. 2. Песчаники. 3. Глины. 4. Аргиллиты алевроитистые. 5. Известняки.

лежей. Как и для Центрального прогиба, здесь одним из важнейших является выявление и детализация известных структур миоценовых моласс, флишоподного палеогена и терригенно-известнякового комплекса позднего мезозоя. Результативность этих исследований может быть достигнута поста-

новкой сейсмического профилирования высокой разрешающей способности.

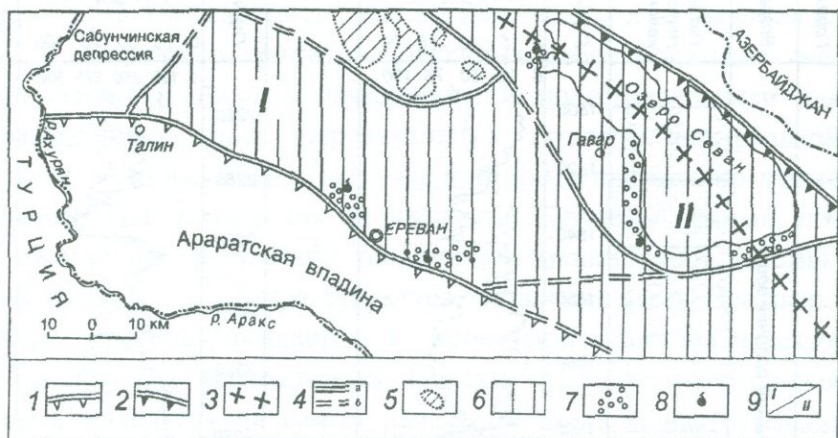


Рис. 4.2. Схема перспектив нефтегазоносности Севанского и Центрального прогибов Малого Кавказа (Составили Ю.Р. Каграманов и М.А.Сатиан).

1 – Южная граница Центрального прогиба. Полоса развития чешуйчато-надвиговых структур в отношении палеогена; 2 – Севанская офиолитовая сутура. Надвиги и мелкие покровы офиолитовой серии на отложения мезозоя-палеогена Базумо-Капанской зоны; 3 – Зангезурская офиолитовая сутура. Зона развития горстов с офиолитовым ядром и поздне меловыми-миоценовыми отложениями на крыльях; 4 – граница Севанского и Центрального прогибов: а – достоверная, б – предполагаемая; 5 – выходы байкальского фундамента; 6 – перспективные территории поисков нефти и газа; 7 – первоочередные перспективные площади; Прямые признаки нефти и газа; 9 – прогибы: I – Севанский, II – Центральный.

Для оценки сохранности возможных залежей нефти и газа в разрезе фанерозоя необходим дальнейший анализ уровней преобразования осадочного вещества перспективных толщ, особенно в погребенных структурах. По результатам изучения обнажений и бурения выясняется, что отложения

позднего мела, а также палеогена и неогена преобразованы на уровне начального эпигенеза (монтмориллонитовый состав глинистого компонента, текстурно-структурные особенности пород). Уровень преобразования пород офиолитовой ассоциации поздней юры-начала позднего мела отвечает глубинному эпигенезу (Сатиан, 1979). Очевиден, для бассейна оз. Севан, более высокий уровень преобразования пород офиолитовой серии, слагающей близвертикально залегающие пластины в строении верхов разреза коры, сравнительно с комплексом "чехла" и синхронными ему отложениями разрезом мезо-кайнозоя Базумо-Капанской и Анкаван-Мегринской зон.

Таким образом, выдвигаемые в качестве перспективных, осадочные комплексы палеогена-миоцена и позднего мела по уровню постседиментационного регионального преобразования могут генерировать и вмещать концентрации углеводородов.

Остаются недостаточно выясненными литофации и уровни постседиментационных преобразований отложений юры-раннего мела, триаса и палеозоя в глубоко погребенных, но потенциально не лишенных перспектив нефтегазоносности частях.

В оценке перспектив нефтегазоносности обозначается специфический для Закавказья важный аспект дальнейших разработок, который состоит в оценке влияния сейсмических событий на деструкции залежей нефти и газа. Намечается крайне неравномерное распределение эпицентров и частота крупных землетрясений с магнитудой 5,5 и более (рис. 4.3). Предполагается их приуроченность преимущественно к офиолитовым швам и местам пересечения последних с

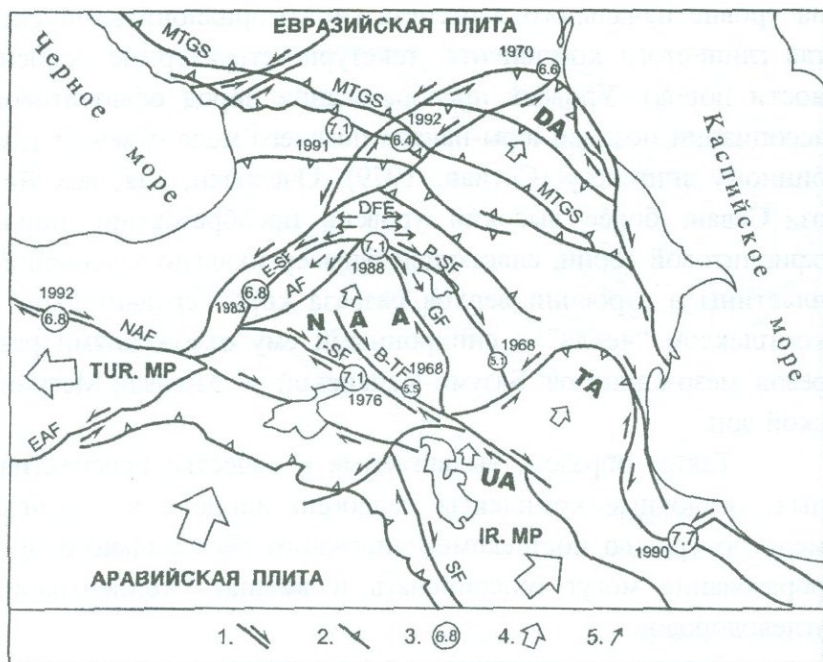


Рис. 4.3. Активная тектоника центральной части зоны коллизии литосферных плит Аравии и Евразии (по А.С. Караханяну, 1992).

1 - главнейшие сдвиговые разломы; 2 - главнейшие надвиговые разломы; 3 - эпицентры землетрясений. 4 - относительное движение литосферных плит и блоков по отношению к Евразии; 5 - относительное движение блоков Северо-Армянской дуги

TUR. MP - Турецкая литосферная микроплита. IR. MP - Иранская литосферная микроплита; NAA - Северо-Армянская дуга; UA - Урмийская дуга; TA - Талышская дуга; DA - Дагестанская дуга. Активные разломы: DFE - Зоны раздвигов Джаваха; E-SF - Желтореченско-Сарыкамышский; P-SF - Памбак Севанский; AF - Ахурянский; GF - Гарнийский; T-SF - Тутах-Чалдыранский; W-TF - Балыкгел-Тавризский; NAF - Североанатолийский; EAF - Восточноанатолийский; SF - Загросский; MTGS - Главный надвиг Большого Кавказа.

новейшими плиоцен-голоценовыми сейсмоактивными разломами. (Сатиан, 1995).

Центральный прогиб, заложенный на древнем докайнозойском срединном массиве, представляет область относительного сейсмического спокойствия, исключая узкие зоны пересекающих его сейсмоактивного Гарнийского разлома и разлома вдоль р. Арпа. В прогибах бассейна оз. Севан выявлены сейсмоактивные дислокации, затрагивающие практически всю площадь бассейна. Подобная картина связи активных сейсмогенных разломов с офиолитовыми сутурами характерна в целом для Малоазиатского региона и Ирана (Jlhan, 1971; Берберян, 1983). Высокая газопроницаемость длительно развивающихся сейсмоактивных зон может вызвать истечение и уничтожение газовых залежей. Известно, что газопроявления нередко сопровождают зоны сейсмодислокаций. К примеру, возгоранием газов отмечена зона сейсмодислокаций Спитакского землетрясения 1988 г. (Karakhanian, 1993). Представляются весьма необходимыми последующие исследования этого важного аспекта прогноза перспектив нефтегазоносности региона.

Другим важным для региона направлением в проблеме поисков нефти и газа является оценка деструктивного воздействия новейшего вулканизма на ранее сформировавшиеся концентрации углеводородов в осадочном комплексе. Вулканизм и сопутствующее ему формирование гидротермальных систем под вулканами, несомненно, оказывали воздействие на залежи нефти и газа. Проблема эта признана одной из важных в Международной программе континентального бурения (1993).

Обширные поля продуктов новейшего вулканизма в центральной части территории Армении, наличие крупного стратовулкана Арагац, Гегамского и Варденисского вулканических районов обуславливают важность упомянутой проблемы для Закавказского региона. Кроме того, по-видимому, большой научный и практический смысл на вероятность концентрации углеводородов имеют существующие предпосылки, допускающие наличие в восточной части исследуемой территории мантийного диапира.

Результативность поисковых работ определяется правильным выбором технологии бурения, учитывая характерные для региона аномальные внутрипластовые давления, сильную нарушенность осадочного разреза, его резкие литофациальные переходы, появление зон поглощения. Качественное опробование в этих условиях крайне осложнено и требует разработки специальных мероприятий.

Проведенное обобщение перспектив нефтегазоносности центральной части региона следует рассматривать как один из этапов поисковых работ на всей территории Республики. Можно надеяться, что в ближайшие годы возникнут условия для проведения поисково-разведочного бурения. Однако целесообразным и реально возможным сегодня можно считать анализ и последующее обобщение геолого-геофизических и дистанционных данных исследований последних двух-трех десятилетий с перспективой реализовать наметившиеся возможности неотложного проведения сейсмопрофилирования и геохимических поисков, наименее дорогих и дающих весьма ощутимые результаты, особенно на основе трехмерного сейсмического метода, новейших методов интерпретации аэро-космической информации, и новых методов геохимических поисков - ионометрии и др. на базе авто-

матизированных компьютерных программ. Оценивая задачи исследований ближайших лет, с реальной оценкой всех трудностей, которые в значительной мере обусловлены перекрытостью Центрального прогиба и части бассейна оз. Севан мощным плащом плиоцен-четвертичных вулканических образований, одним из первоочередных представляется выявление перспективных структур в его осевой части и вдоль южной периферии, уточнение уровня погружения кровли фундамента, наличия в разрезе фанерозоя варисцийского и юрского комплексов.

В заключение нельзя не отметить, что объективная оценка перспектив нефтегазоносности территории Республики Армения в значительной мере предопределена достаточно полной и надежной геологической корреляцией с сопредельными областями Закавказья, доработкой принципов тектонического районирования на геодинамической основе этого геологически сложно построенного региона.

Из объектов последующих исследований к весьма перспективным следует отнести Вайкскую синклинорную структуру на юго-востоке с мощным (до 8 км) разрезом разновозрастных осадочных комплексов. Нельзя пока полностью исключить также западную часть Ширако-Севанского синклинория, строение фанерозойского разреза которой крайне слабо изучено. Могут представлять интерес погребенные структуры, тяготеющие к зонам континентального рифтогенеза, фиксируемым плиоцен-четвертичным базальтоидным вулканизмом.

Таким образом, проведенное обобщение выдвигает ряд конкретных задач последующих исследований и научно-технических средств их реализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н., Салахов А.С. Сравнительная характеристика юрских вулканитов Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия и северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб.ССР, Науки о Земле, 1983, № 4, с. 14-23.
2. Абрамович И.И., Засеев В.Г. Шолевая тектоника и кайнозойский магматизм Малого Кавказа. В сб.: Геодинамика Кавказа (под ред. Белова А.А., Сатиана М.А.) М.: Наука, 1989, с. 170-181.
3. Аванесян А.С. К вопросу о присутствии неоком-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). Вестник МГУ, 1975, № 6, с. 92-94.
4. Агамалян В.А. Байкальский тектоно-магматический этап. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1981, с. 38-50.
5. Агамалян В.А. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1987, XL, № 2, с. 13-24.
6. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Ю. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977, № 4, с. 88-103.
7. Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций). В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа (под ред. Муратова М.В. и Адамия Ш.А.). М.: Наука, 1982, с. 13-21.
8. Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимакурадзе Г.К. Характерные черты тектоники Кавказа. В сб.: Геодинамика Кавказа (под ред. Белова А.А., Сатиана М.А.). М.: Наука, 1989, с. 3-15.
9. Алиев А.И., Багир-Заде Ф.М., Буниат-Заде З.А., Гусейнов А.Н., Дадашев Ф.Г., Мехтиев Ш.Ф., Салаев С. Г., Юсуфзаде Х.Б. Место-

рождения нефти и газа и перспективные структуры Азербайджанской ССР. Изд. "ЭЛМ", Баку, 1985, 108 с.

10. Арзуманян С. К., Вегуни А.Т., Давтян А.Р. Неогеновая система. В кн.: Геология СССР, т.XVIII, Арм.ССР, М.: Недра, 1970, с. 165-202.
11. Асланиян А.Т., Сатиан М.А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН Арм.ССР, 1977, № 4, с. 220-226.
12. Асланиян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1977, № 4-5, с. 13-26.
13. Асланиян А.Т. Проблема происхождения озера Севан в свете современных данных. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1979, т.32, № 3, с. 3-10.
14. Асланиян А.Т., Каграманов Ю.Р. Перспективы и нефтегазопроисковые проблемы верхнемеловых и палеогеновых отложений на территории Армянской ССР. Тезисы докладов Совещания "Нефтегазоносность мезозойских и палеогеновых отложений Кавказа", Тбилиси, 1985.
15. Асланиян А.Т., Каграманов Ю.Р. Нефтегазопроисковые задачи Армянской ССР в XII пятилетке. Тезисы докладов совещания "Проблемы нефтегазоносности Кавказа", Ереван, 1986.
16. Асланиян А.Т., Каграманов Ю.Р., Нургулиев Р. М., Пименов Г.В. О перспективах нефтегазоносности меловых отложений территории Армянской ССР и поисковых задачах. Изв.АН Арм ССР, Науки о Земле, 1986, № 4, с. 3-9.
17. Асланиян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1987, 157 с.
18. Ахмедов Г.А., Раджабов М.М., Гаджиев Р.М. Глубинное строение. В кн.: Геология СССР, т.XVIII, Азербайджанская ССР, М.: Недра, 1972.
19. Баженов М.Л., Вестфаль М.В., Печерский Д.М., Лауэр Ж.П. Палеомагнитные данные об эволюции Тетиса от Атлантического

- океана до Памира. В кн.: История океана Тетис. Под ред. Монина А.С. и Зоненшайна Л.П. Изд.АН СССР, Ин-т океанологии, М., 1987, с. 20-38.
20. Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1983, 282 с.
 21. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 210 с.
 22. Буадзе В.И. Рифтогенез и проблемы формирования свинцово-цинковых и баритовых месторождений в эвапоритово-карбонатных толщах (на примере Кавказа). В сб.: Геодинамика Кавказа (под ред. Белова А.А., Сатиана М.А.). М.: Наука, 1989, с. 197-205.
 23. Варданянц Л.А. О металлогении Кавказа. Изв.АН СССР, 1933, VII сер., с. 1143-1162.
 24. Варданянц Л.А. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсмолог.ин-та АН СССР, 1935, № 64.
 25. Вардапетян А..Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. Океанология, 1979, т.ХІХ, с. 1066-1075.
 26. Габриелян А.А., Думитрашко Н.В. История развития рельефа. В кн.: Геоморфология, т.І, Геология Арм.ССР, Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1962, с. 483-514.
 27. Габриелян А.А., Адамян А.И., Акопян В.Т. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Пояснительная записка. Ереван: Митк, 1968.
 28. Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе. Геотектоника, 1981, № 5, с. 23-33.
 29. Гусанов Т.А. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985, 239 с.
 30. Геология Севана (под ред. Сатиана М.А., Чилингаряна Г.В.). Изд.НАН РА, Ереван, 1994, 181 с.
 31. Джрбашян Р.Т., Елисеева О.П., Мнацаканян А.Х., Остроумова А.С., Фаворская М.А. Связь мелового и палеогенового вулканизма

- Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М.: Недра, 1968, с. 155.
32. **Джрбашян Р.Т.** О связи вулканизма с поперечными поднятиями (на примере Малого Кавказа). ДАН Арм.ССР, Ереван, 1964, № 3, с. 175-180.
 33. **Джрбашян Р.Т.** Палеогеновые вулканические формации. В.кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1981, с. 331.
 34. **Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М.** Геохимические и петрогенетические особенности щелочной вулканической серии Памбакского хребта. Зап.Арм.отд.ВМО, Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1974, с. 56-66.
 35. **Джрбашян Р.Т.** Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Тбилиси, 1990, 72 с.
 36. **Дотдугев С.И.** Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа. В кн.: Геодинамика Кавказа (под ред. Белова А.А., Сатиян М.А.). М.: Недра, 1989, с. 82-92.
 37. **Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.** Строение земной коры северо-западной части Армении. Сов.геология, 1973, № 6.
 38. **Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.** Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов.геология, 1976, № 3, с. 127-133.
 39. **Жамойда А.И., Казинцева Л.И., Тихомирова Л.Б.** Комплексы радиоларий Малого Кавказа. Изв.АН СССР, сер. геол., 1976, № 2, с. 156-160.
 40. **Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Н.** Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамики). В сб.: Проблемы геодинамики Кавказа. (Под ред. Муратова М.В., Адамия Ш.А.) Тбилиси, 1983, с. 117-121.
 41. **Закариадзе Г.С., Книппер А.А., Соболев А.В. и др.** Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов

- Малого Кавказа. В кн.: Океанический магматизм - эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с. 218-214.
42. Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К., Железкова-Панайотова М.Д., Данюшевский Л.В., Соловьева Н.В., Колесов Г.М., Минин Д.А. Геохимия метабазитовых серий доальпийских офиолитов восточного Средиземноморья (Закавказский и Родопский массивы). Петрология, 1993, т.1, № 1, с. 50-87.
 43. Злобин С. К., Закариадзе Г.С. Состав и геодинамические условия формирования плутонических серий офиолитов Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ). Петрология, 1993, т.1, № 4, с. 413-430.
 44. Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Кузьмин В.Г. и др. Эволюция Тетис. В кн.: История океана Тетис. (под ред. Мониной А.С., Зоненшайна Л.П.). М.: Недра, 1987, с. 104-115.
 45. Каграманов Ю.Р., Давтян Д.Е., Танашян М.Е., Атанесян Г.З. Нефтепроявление на Аванском месторождении соли. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1975, № 3, с. 41-43.
 46. Каграманов Ю.Р. О перспективах нефтегазоносности эоценовых отложений территории Армянской ССР. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 18-23.
 47. Каграманов Ю.Р., Атанесян Г.З., Солодков В.К. Геолого-геохимические особенности мезокайнозойских отложений Армянской ССР. Геология нефти и газа. 1981, № 6, с. 47-50.
 48. Каграманов Ю.Р., Атанесян Г.З. Перспективы нефтегазоносности даний-палеоценовых отложений территории Армении. Тезисы докл. совещания "Проблемы нефтегазоносности Кавказа", Ереван, 1986.
 49. Каграманов Ю.Р. Перспективы нефтегазоносности Вохчабердского плато и прилегающих площадей. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1994, № 2, с. 20-27.
 50. Казьмин В.Г., Сборщиков И.Н., Рiku Л.Э., Зоненшайн Л.П., Буленж, Книшпер А.Л. Вулканические пояса - индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии. В кн.: История океана Тетис. Под ред. Мониной А.С., Зоненшайна Л.П. Изд. АН СССР, Ин-т океанологии, М., 1987, с. 58-73.

51. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса. В. сб.: Геодинамика Кавказа (под ред. Белова А.А., Сатиана М.А.). М.: Наука, 1989, с. 46-54.
52. Карапетян К.И. Верхнплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН АрмССР, с.Науки о Земле, № 3, 1969, с.12-21.
53. Караханян А.С., Харазян Э.Х., Аветисян С. А. Хонарасар-Цхукская региональная зона активных сдвиговых дислокаций. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1989, № 4, с. 45-49.
54. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, 208с.
55. Книппер А.Л. Рикю Л.-Э., Деркур Ж. Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис. В кн.: История океана Тетис. Под ред.Монина А.С., Зоненшайна Л.П. Изд.АН СССР, Ин-т океанологии, М., 1987, с. 94-103.
56. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения старого Зодского перевала (Закавказья). "Стратиграфия, геологическая корреляция", 1997, т.5, №3, с. 58-65
57. Ломизе М.Г. Тектонические условия геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983, 194 с.
58. Лордкипанидзе М.Н. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 150 с.
59. Мандалян Р.А.. Верхнеюрский-неокомский седименто-литогенез Армении. Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1990, 173 с.
60. Милановский Е.Е. Севанская котловина, В кн.: Геология Армянской ССР. т.I, Геоморфология. Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1962, с. 115-136.
61. Минеральные воды. Геология Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, т.IX, 1969, 523 с.

62. Мурадян К.М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван, Изд.НАН Армении, 1994, 400 с.
63. Надарейшвили Г.Ш. Меловой вулканизм Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1981, 140 с.
64. Нисанян Г.Б. Литология средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений Армянской ССР. Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1986, 174 с.
65. Обуэн Ш. На поиски критериев орогенных подразделений. В докл.27 МГК, т.7, Тектоника, М.: Наука, 1984, с. 15-19.
66. Оганесян Ш.С. Гравитационное поле и его геологическое истолкование. В кн.: Геология Арм.ССР, т.Х, Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1972, с. 49-83.
67. Оровецкий Ю.П., Егоркина Г.В. Глубинный магматический диапиризм центральной Армении. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1983, № 5, с. 41-46.
68. Остроумова А.С., Центер И.Я. Вулканические серии в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины. Сов.геол., 1987, № 7, с. 79-89.
69. Паффенгольд К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1959, 506 с.
70. Пейве А.В., Перфильев А.С. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. В кн.: Тектоника, М.: Наука, 1972.
71. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона. В сб.: Геодинамика Кавказа (под. ред.Белова А.А., Сатиана М.А.). М.: Наука, 1989, с. 106-113.
72. Ренгартен В.П. Региональная стратиграфия, т.6, Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. М.: Изд.АН СССР, 1959, 540 с.
73. Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. Изв.АН СССР, сер. геол., 1971, № 7, с. 123-127.
74. Садоян А.А. Литологияпалеогена Арм ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1989, 287 с.
75. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. Митк, 1966, 177 с.

76. **Сатиан М.А.** Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1979, 168 с.
77. **Сатиан М.А.** Зоны полициклического рифтогенеза и офиолитогенез центрального сектора Мезотетиса. ДАН Армении, 1991, т.92, № 2, с. 81-85.
78. **Сатиан М.А., Агамалян В.А.** К прогнозу подластового строения южной части Гегамского нагорья. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1969, № 2, с. 96-104.
79. **Сатиан М.А., Варданян А.В.** О серпентинитовом меланже Ерасхской антиклинали Вединской офиолитовой зоны (южное Закавказье). Ереван: Изд-во НАН РА, 1999, с. Науки о Земле, №1, с. 5-18.
80. **Сахатов В.З.** Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков. Геология и разведка, 1976, № 11.
81. **Соколов С. Д.** Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 81 с.
82. **Сомин М.Л.** О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа (под ред.Муратова М.В., Адамия Ш.А.). М.: Наука, 1982, с. 122-129.
83. **Хаин В.Е.** Основные этапы тектономагматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, 1975, № 1, с. 13-27.
84. **Хаин В.Е., Ломизе М.Г.** Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд. Моск.ун-та, 1995, 474 с.
85. **Хуцишвили О.Д.** Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа. Тбилиси: Изд.Мецниереба, 1978, 64 с.
86. **Ширинян К.Г.** Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. В кн.: "Геология Армянской ССР", т IV, Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1970, с. 477-495.
87. **Шихалибейли Э.Ш.** Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. 1, 2, 3, Баку: Изд.АН Азерб.ССР, 1964, 1966, 1967.

88. **Штёклин И.** Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке. Оценка современных представлений. В. Тр. 27 Межд.геол.конгр. Тектоника Азии. Колл.к.05, т.5, М.: Наука, 1984, с. 53-68.
89. **Ala M.A.** Chronology of Trap Formation and Migration of Hydrocarbons in Zagros Sector of Southwest Iran. AAPG Bulletin, 66, 1982, 1535-1541.
90. **Ambraseys N.N.** Some Characteristic Features of the Anatolian Fault Zone. Tectonophysics, 9, 1970, 141-165.
91. **Arpat E. and Saroglu F.** The East Anatolian Fault System: Thoughts on its Development. Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey, 78, 1972, 33-39.
92. **Barka and Kadinsky-Cade** Strike Slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on Earthquake Activity. Tectonics, 7, 1988, 663-684.
93. **Belov A.A., Gatinsky Yu.G. and Mossakovsky A.A.** A precis on pre-alpine tectonic History of Tetyan paleooceans. Tectonophysics, 127, 1986, 197-211.
94. **Berberian M.** Active Faulting and Tectonics of Iran. AGU, GSA, Geodynamic Series, 1981, v. 3, 33-69.
95. **Berberian M.** The southern Caspien: a comressional depression floored by a trapped oceanic "crust". Canadian Journ. of Earth Sciences. 1983, v. 20, N2, pp. 163-183.
96. **Bergougnan H.** Structure de la Chaîne pontique dans le Haunt-Kalkit (Nord-Est L'Anatolie). Bull. Soc. geol. France, 1976, v. 18, № 3.
97. **Bergougnan H.** Structure de la Chaîne pontique dans le Haunt-Kalkit (Nord-EstL'Anatolie). "Bull. Soc. geol. France", 1976,v. 18, N 3.
98. **Bernoulli D., Jenkyns H.** Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: "Modern and ancient sedimentation", Society Econom, Paleont, Min. Spec. Publ., 1974, N 19.
99. **Bird P. Fiite** Element Modeling of Lithosphere Deformation: the Zagros Collision Orogeny. Tectonophysics, 50, 1978, 307-336.

100. **Bortolotti V., Sagri M.** Ricerche sulle ofioliti delle Catene Alpine. 4. Osservazioni sull'età e giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia). "Boll. Geol. Ital.", 1968, 87, № 4, pp. 401-431.
101. **Bremer H.** Geology of the Coastal Regions of Southwestern Turkey. In "Geology and History of Turkey". Ed. by Campbell A.S. Tripoli, Libya, 1971, pp. 257-275
102. **Brinkmann R.** Geology of Turkey. Stuttgart, 1976, 158p.
103. **Chilingar G.V., Bissel H.J. and Wolf K.H.** Diagenesis of carbonate rocks. In: G. Larsen and G.V. Chilingar (Editors), Diagenesis in Sediments. Am. Elsevier, 1967, pp. 179-322.
104. **Cilingar G.V., Mannon R.W. and Rieke H.H.** Oil and Gas Production from Carbonate Rocks, Am. Elsevier, N. Y. 1972, 408 pp.
105. **DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.** Current Plate Motions. Geophys. J. Int., 101, 1990, 425-478.
106. **Gamkrelidze L.P.** Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. Tectonophysics, 127 (1986), 261-277.
107. **Ilhan E.** Earthquakes in Turkey. In.: Geology and History of Turkey. Ed. by Campbell A.S. Tripoli, Libia, 1971, pp. 431-442.
108. **Innocenti F. and others** Tertiary and Quaternary Volcanism the Erzurum-Kars Area (Eastern Turkey): Geochronological Data and Geodynamic Evolution. J. of Volcanology and Geothermal Res., 13, 1982, 233-240.
109. **Jackson J. and McKenzie D.** Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. Astron. Soc., 77, 1984, 185-264.
110. **Jackson J. and McKenzie D.** The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors, and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East. Geophys. J., 1988, 45-73.
111. **Jackson J.A. and Fitch T.J.** Basement Faulting and the Focal Depths of the larger Earthquakes in the Zagros Mountains (Iran). Geophys. J. R. Astron. Soc., 64, 1981, 561-586.

112. **Kadibsky-Cade and Barazangi M.** Seismotectonics of Southern Iran: The Oman line. *Tectonics*, 1, 1982, 389-412.
113. **Kazmin V.G. and others** Volcanic Belts as Markers of the Mezozoic-Cenozoic Active Margin of Eurasia. *Tectonophysics*, 123, 1986, 123-152.
114. **Kiratzzi A.A.** A Study on the Active Crustal Deformation of the North and East Anatolian Fault Zones. *Tectonophysics*, 225, 1993, 191-203.
115. **McKenzie D.** Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, 30, 1972, 109-185.
116. **Mkrtychian H.** Collisional Tectonics of Arabian and Eurasian Plates over Armenian Highland, Anatolian and Iranian Plateaus. *Pan-Armenian Science Review*, 1995, v.2, № 3.
117. **Ni J. and Barazangi M.** Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and a Comparison with the Himalayas. *J. Geophys. Res.*, 91, 1986.
118. **Nowroozi A.** Seismotectonics of the Persian Plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush Regions. *Bull. Of Seism. Soc. Of America*, 61, 1971, 317-341.
119. **Pamir J. et al.** Alpine Magmatic and Metamorphic Processes and Plate Tectonics in the Zagros Range, Iran. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 1979, 569-576.
120. **Peive A.V. and Yanshin A.L.** Scheme of Distribution of Continental Crusts of Various Ages in the Northern Eurasia and Relief of the Moho Surface; Scale 1:5,000,000. Geological Institute, USSR, 1979.
121. **Philip H. et al.** The Caucasus: an Actual Example of the Initial Stages of Continental Collision. *Tectonophysics*, 161, 1989, 1-21.
122. **Rigassi D.** Petroleum Geology of Turkey. In.: *Geology and History of Turkey*. Ed. by Campbell A.S.: Tripoli, Libia, 1971, pp. 453-482.
123. **Sengor A.M. and Canitez N.** The North Anatolian fault. *AGU, GSA, geodynamic Series*, v. 7, 1982, 205-216.

124. **Sengor A.M. and Kidd W.S.** Post-Collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 1979, 361-376.
125. **Smith A.** Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, v. 82, N8. Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I. In. Central, North and East Iran. "Geol. Survey of Iran.", 1971, Report N18.
126. **Snyder D.B. and Barazangi M.** Deep Crustal Structure and Flexure of the Zagros Collisional Mountain Belt as Inferred from Gravity Observations. *Tectonics*, 5, 1986, 361-373.
127. **Spakman W.** A Tomographic Image of the Upper Mantle in the eurasian-African-Arabic Collision Zone. *EOS*, v. 66, 1985, 975.
128. **Spakman W.** Delay-Time Tomography of the Upper Mantle Below Europe, the Mediterranean, and Asia Minor. *Geophys. J. Int.*, 107, 1991, 309-332.
129. **Sylvester A.G.** Strike-Slip Faults. *GSA Bull.*, v. 100, 1988, 1666-1703.
130. **Ustaomer T. and Robertson A.H.F.** Late Paleozoic marginal basin and subduction-accretion: the Polaeotethyan Kure Complex, Central Poitides, northern Tukkey. *Journ of Geol. Soc London*. vol. 151, 1994. pp. 291-305.
131. Volcanic Systems and Thermal Regimes. In: Scientific Rationale for Establishment of an International Program of Continental Scientific Drilling. Prep. by **Zoback M. D. and Emmerman R.** Potsdam, Germany, 1993, pp. 70-82.
132. **Zonenshain C.P. and Le Pichon X.** Deep Basins of the Black Sea and Caspian Sea as Remnants of Mesozoic Back-arc Basins. *Tectonophysics*, 123, 1986, 181-211.

Abstract

The molasse and to some extent flyschoid Cenozoic sediments in the southwestern part of Republic of Armenia (mostly in the Ararat intermontane trough in the Araks River Basin) have been explored for oil and gas. These Lesser Caucasus basins are much smaller in terms of the sediment thickness and less lithologically consistent than the age-equivalent basins in the Rioni-Kura oil and gas province. Besides, they are laterally replaced by a different facies (terrestrial and sub-aquatic volcanic rocks). Despite these, direct oil and gas indications have been first discovered in these molasse and flyschoid sediments (first, in the Oktemberian trough and then, at the Shorakhbyur prospect). At the same time, a significant area of the molasse (orogenic) and flyschoid stages remains poorly explored for their oil and gas potential. The Cretaceous and older sediments are barely touched by drilling, first of all within the Central Armenia whose geologic features and sedimentology are partially reviewed in this book.

Some potential for oil and gas discoveries may be associated with large, relatively deep-water Senonian basins that emerged due to the general eustatic rise of the sea level. The Late-Jurassic – Early-Cretaceous shallow-water facies within inter- and intra-continental rift basins also have some oil and gas potential. These belong to small oceanic basins which contain ophiolite-like rocks in their axial zones. The sediments of these large typically tectonic basins are undoubtedly of interest for further exploration.

When the tectonic zoning at various stages of the region's geologic evolution is reviewed, the long continuous sedimentation areas of the extensive sedimentary basins are indicated. These areas require a careful lithofacies analysis.

Most attention in the book is concentrated over the Central Armenia, between the Aragats Mtn. area in the west and the Lake Sevan area in the east. The entire area is substantially covered by the Recent lava flows. That is a significant encumbrance for the procurement of geological and geophysical information about the sub-lava Mesozoic-Cenozoic section. Still, the available information is sufficient to tentatively identify two Paleocene-Miocene flysch-molasse troughs: the Central and the Sevan. They are totally different tectonically (Fig. 1.1): the Central trough belongs to the Ankhavan-Megrin tectonic zone. From north and south, the trough is bounded by the Baykalian basement uplifts; the depth to basement in its central part is estimated at about 5 km (based on "Zemlya" data). Its sediment cover is dominated by the Paleogene flysch and Miocene molasse. The latter includes thick Middle Miocene evaporite (salt and gypsum) formations causing the appearance of a number of salt-dome structures in the south. It is believed that the Late Cretaceous carbonates and clastics are not as thick. Early Cretaceous and even Jurassic sediments may also be present. There is some possibility of the presence of a thin incomplete Late Paleozoic-Triassic sub-platform carbonate section. According to the most reliable models, the west boundary of the trough is formed by the Aragats strato-volcano basement high, and the east boundary, by the Gegam

volcanic highland basement high. The Sevan trough is located eastward of the highlands; it belongs to the syntax zone of the important ophiolite sutures (the Sevan and Shirak-Zangezur).

Surface outcrops and data from very few wells show that the Mesozoic-Cenozoic sediment cover within the Central trough is only slightly deformed. The only exception is a southern band of intensely dislocated structures. The band includes southward-overtaken Paleogene and Upper Cretaceous folds changing to shallow southward-vergent overthrusts cut at the base of the Paleogene by low-angle faults. A similar bend is identified along the north flank and flank basement highs east of the Shorakhbyur prospect as well as westward toward the Parakar and Maralik highs. There, it is a location where the subthrust structural complexes have potential for the hydrocarbon accumulation. The rest of the trough may contain hydrocarbon accumulations in various horizons of a slightly deformed Mesozoic-Cenozoic complex depending on the availability of reservoirs, seals and on favorable hydrogeologic and seismologic environment.

The first-priority prospects within the Central trough are indicated in Fig. 4.2.

The highest potential structure within the Central trough is the Shorakhbyur high located in its southeastern portion. A gaseous survey and luminescent bituminological studies conducted as early as in 1940's indicated a possible presence of a deep gas source in the Paleogene sediments

(Fig. 3.1). Geochemical studies of the Upper Eocene and the underlying sediments showed a high bitumen content, a significant concentration of a chloroform-soluble bitumoid, both parameters increasing with depth. A test of the Shorakhbyur-1 well yielded an oil flow from a Paleocene horizon (3,474 to 3,589 m; Table 2). The 3,640 to 3,634 m interval tested a weak flow of the drilling mud with oil. The Paleocene and Lower Eocene of the subthrust yielded a richly oil-cut drilling mud and oil-saturated cuttings. Oil extracts of the cuttings contained 78 to 85% lubricating fraction. The Middle Eocene interval caused an intense circulation loss while drilling. When tested through the casing, a weak flow of water ($1.2 \text{ m}^3/\text{day}$) with 5% of oil was obtained.

Abundant oil film was observed in well Garni-1 (Upper Eocene). Extracts of the drilling mud showed over 70% lubricant fraction in the oil. Shows of oil were also recorded while drilling through the Middle Eocene. Bitumens have been extracted from cores and the drilling mud. Their chromatographic studies showed the presence of oil and oil bitumens (Fig. 3.13). The composition of the oil from cuttings is identical to that of the oil obtained during the testing. That is an indication of a single deep source of oil that migrated through the Vokhchaberd fault.

Some potential is associated with the Middle Eocene and Paleocene over the northern flank of the Vokhchaberd structure where the geologic conditions are favorable for the preservation of accumulations. The hydrocarbons could have most likely migrated from the direction of the Aramus

low (the north flank of the Vokhchaberd anticline dips toward that low). It is supported by geochemical studies of a root matter in the Aramus well drilled within the Aramus low. The TOC content in the Paleogene sediments penetrated in the well was in excess of 1%. Down the section, the amount of chloroform-soluble bitumoids in rocks increases. The Oligocene Shorakhbyur Formation overlain by a thick Neogene section can also be productive there.

Of a substantial interest is the southwestern flank of the Central trough, and in particular a zone along the Parakar-Maralik basement high. CDP surveys discovered that the high's slope descends in a stepwise manner toward the Shorakhbyur prospect. Oil accumulations in the Paleocene is a possibility there. The Urart fault-block structure is particularly interesting.

Intense gas-shows have been recorded in a number of wells over the Razdan structure. They were encountered at various depths and caused mud-log readings of up to 40%. Anomalous organic matter concentrations were observed in wells drilled within the anticline crest area. The rock bitumen content was 5 to 82%, with TOC of 0.27 to 0.37% and alcohol-benzene and chloroform bitumens, 0.64 to 4.37. The high bitumen content may have resulted during the hydrocarbon migration from the underlying Middle Eocene sediments (whose top section may contain oil accumulations).

The Middle Eocene interval in well 14-appraisal includes highly bituminous rocks (chloroform bitumen/TOC*100% is 48.4 to 85.4, and the chloroform-soluble to alcohol-benzene-soluble bitumen ratio is 1.24 to 2.26). High-resistivity intervals have been identified in the Middle-Lower Eocene section. It appears that the high resistivity of the 2,258 to 2,273 m and 2,360 to 2,370 m intervals is a result of the oil-saturation. Oil-cut drilling mud was observed while drilling through the Upper Cretaceous in well 14-appraisal.

Summarizing, the Razdan anticline has a potential of finding oil and gas accumulations in the Paleocene, Middle Eocene and possibly Upper Cretaceous section.

The Avan salt-dome field had oil-shows in the Middle Miocene section. The field is located between the Razdan anticline and Vokhchaberd plateau. The oil contained 97% hydrocarbons and 3% silica gel tar. The C₆-C₈ hydrocarbons are methanes (85.2%), cyclo-pentanes (2.7%), cyclo-hexanes (2.8%) and aromatics (9.3%). The oil contains 15.6% alkanes (C₁₀ to C₂₆). The odd alkanes (C₁₁, C₁₃ and C₁₅) dominate the adjacent even alkanes. The isoprenoid content is 4.3%, the phytane/pristane ratio, 0.78. It appears that the light oil accumulation resulted from the migration out of the underlying sediments.

Oil-shows discovered on the salt domes indicate that these structures have some potential.

The Razdan (Sarmatian) and salt-gypsum (Middle Miocene) formations form a thick sealing sequence over a significant part of the area. They directly overlie the Variegated Series, which is underlain by the Shorakhbyur Fm. (Middle through Lower Oligocene). Sand intervals in the formation display a high porosity, usually over 20%.

Following are the reservoir properties of the section:

Clastic/carbonate flyschoid Danian and Lower Eocene gravelites, sandstones and siltstones, porosity of 2.6 to 13.4%; gas-permeability of 0 to 7.5 mD. Some macro-fractures have been encountered that caused circulation loss while drilling.

Middle Eocene rocks have porosity of 3.1 to 13.6%, gas-permeability of 8 to 45 mD, and carbonate content, 0.8 to 26.7%. Logging results and intense circulation loss are indications of high macro-fracturing.

Sandy-silty intervals of the flyschoid Upper Eocene, which is up to 1.2 km thick, have porosity of 2.19 to 17.91% and gas-permeability of 0 to 67.76 mD.

The Lower-Middle Oligocene (Shorakhbyur Fm.) is subdivided into the lower (flyschoid), middle (clayey-sandy) and upper (sandy-clayey) sub-formations. Porosity of the sandy-silty intervals is 3.12 to 29.4%, and gas-permeability is 0 to 32.8 mD. The reservoir properties improve from well 1-Shorakhbyur in the southeast toward wells 11- and 14-Razdan in the northwest.

Sandstones in the Variegated Series (Upper Oligocene through Lower Miocene) have porosity of 4.04 to 20.66%, whereas porosity of siltstones ranges from 17 to 18%. Gas permeability is, respectively, 0 to 25.1 mD and 0 to 29.8 mD. The Upper molasse (the Razdan Fm. of a Sarmatian age) is comprised of clay with subordinate sandstone, siltstone and sometimes limestone interbeds. Porosity of the sand-silt section is 4.8 to 21.4%, whereas gas-permeability ranges from 0 to 61.3 mD.

The following intervals may act as seals (down the section):

- The Sarmatian rocks dominated by montmorillonite clays. They are 50 to 570 m thick (most commonly, 200 to 400 m).
- Middle Miocene evaporites (the Salt-Gypsum Fm. represented by clays with thick rock salt, gypsum and anhydrite beds). Their thickness widely ranges between 40 and 1,066 m (most commonly, 400 to 600 m).
- Clay sub-formation of the Shorakhbyur Formation (mostly clay with rare sandstone, siltstone and limestone interbeds). The thickness is 50 to 500 m, most commonly 200 to 300 m.
- Lower portion of the Upper Eocene (mostly composed of clays) can serve as a regional seal.

Hydrogeologic studies at the Razdan anticline (appraisal wells 3, 4, 5, 6, 11, 14, 15 and 16) identified the Eocene water as belonging mostly to the chlorine-calcium type

with minor occurrences of the carbonate-sodium and chlorine-magnesium types. The minimum sulfate content is determined in the deepest horizons (well 4). The sulfate content decreases northward. Water salinity decreases from 17.8 g/l (well 15) to 10.1-10.6 g/l (wells 11 and 20) in the same direction. Water salinity also drops down the Eocene section from 28.9 to 10.6 g/l (well 20, 1,708 to 1,981 m). The Eocene water is always gas-saturated. The gas is methane (methane-nitrogen, nitrogen-methane, sometimes high in CO_2). The methane content increases down the section. The methane content declines and the nitrogen and CO_2 contents increase with increasing distance from the structural crest. Increase in the water gas-saturation and methane content in the dissolved gas with depth may be due to an approach to the oil-gas-saturated Eocene section.

The Shorakhbyur Fm. (Lower to Middle Oligocene) water is chlorine-calcium in type. Its salinity is 28 to 41.8 g/l with some increase up the section (same occurs with the sulfate content).

The *Sevan* Cenozoic flysch-molasse trough is located over the heterogenous area of the tectonic syntax. The syntax includes the eastern edge of the Ankavan-Megrin tectonic zone, the Shirak-Zangezur ophiolite suture and central sector of the Bazum-Kafan tectonic zone. It is overthrown with small cover slabs of the Sevan ophiolite suture and with the Late Cretaceous-Lower Paleogene complex of the over-ophiolite «cover».

The Pliocene-Quaternary molasse fills-out the Holocene pan of the lake and the adjacent piedmont plains. From the west, the Sevan trough is bounded underneath the lava flows by basement highs complicating the topography of the Gegam Uplift. These highs extend into basement highs of the latitudinal Vardenis volcanic highlands, which in turn joins in the east the northwesterly Sevan horst-anticlinorium (Fig. 3.1). Such is the framework of the Sevan trough. The structure of the pre-Paleogene formations is unclear; it is likely that the molasse depression is discordant over the older regional structure.

The Lake Sevan pan is separated in two by the Shirak-Zangezur ophiolite suture. As had been established for the Karchakbyur and Dekhnaget structures, horst-anticlines with an ophiolite core mark the ophiolite suture between the southern edge of the present-day basin to its northern extremity. Off shore Lake Sevan, the ophiolite produces an anomaly of dissolved magnesium in the Late Holocene section. The horst-anticlines with the ophiolite zone join the NE Sevan trough sediments over the faults. The entire pre-Late Paleogene complex of the trough is intensely folded and forms an asymmetric syncline with a steep and partially overturned northeastern flank. To the west of the ophiolite suture, the Mesozoic-Cenozoic forms a lower-angle Pri-Gegam syncline. The sediment cover over its southern part is at least 5 to 7 km thick (seismic profiling data) and is believed to include the Late Paleozoic-Triassic sub-platform section. The thickness of the sediment cover decreases over the axes of the Vardenis and Gegam uplands.

There are just a few direct oil and gas indications in the Sevan trough. The heavy hydrocarbon content increases with depth in Yeranos-1 well. Organic matter includes a lot of chloroform-soluble bitumoids (the only explanation is the presence of allochthonous bitumoids; Fig. 3.5). The pattern of change in the organic matter content down the section of Yeranos-1 well suggests the oil migration from deeply-buried Paleogene, Albian and Upper Cretaceous rocks.

A chromatographic study of liquid hydrocarbons from the Miocene sediments penetrated in the Yeranos-1 well (Table 1), showed the presence of alkanes (C_{12} through C_{29}), isoprenoids (C_{14} through C_{23}), and sterane-hopane hydrocarbons. Following are average values for the 286 to 1,170 m interval: pristane/phytane ratio, 1.56; oil background coefficient K_m , 0.51; odd-numbered coefficient K_{odd} , 1.0; alkane coefficient K_{alk} , 3.7. A discharge of a free heavy oxidized oil was observed in the Yeranos-1 well. The hydrocarbon gas content in the under-soil is one order of magnitude above the background value within the Yeranos-Sarukhan band. An oil-gas-show was also recorded in the northeast of the Lake Sevan basin, in the Dzknaget River valley.

Following are the potential structures within the Sevan trough. Based on the core drilling, the Sarmatian and Middle Miocene sediments southwest of the lake (on the piedmont plain) form low-angle asymmetric sub-longitudinal anticlines and cut with faults (the

Landzhakhpuyr, etc.) The faults also trend north-south. Small brachi-anticlines of the Miocene molasse near the settlement of Lichkase also believed to have oil and gas potential.

A seismic profile (shot with a "Turtle" seismic truck) through the horst-anticline near the Karchakhpuyr settlement shows a loss of the exchange wave reflections. A well drilled there penetrated lavas of the Zangezur tectonic zone ophiolite series. The ophiolite is overlain with a 0.5 km thick Sarmatian molasse. The horst-anticline is bounded by steeply dipping almost north-south faults and extends into the lake. Its flanks both onshore and offshore present an opportunity for fault-trapped hydrocarbon accumulations. The eastern flank is more favorable. Its stratigraphic section is more complete (structurally, this area of junction of the ophiolite structure and the Mesozoic complex is the northern extension of the Kapan anticlinorium).

West of the lake, there is a dome-like high with the elevation of 600 m over the lake surface. This high is likely a brachi-anticline in the Sarmatian molasse. The Dzknaget River valley next to the north extremity of the Lake Sevan includes an asymmetric north-northwesterly horst-anticline. Its core is composed of the ophiolite series rocks. Its flanks comprise thin clastic Early Senonian graywackes and Late Senonian micritic limestones. The horst-anticline is overturned toward the southwest and has a Pleistocene-Holocene fault along its axis.

The southwestern flank of this structure deserves attention. There, an Upper Cretaceous sediment sequence is thrown over Early Eocene sedimentary-pyroclastic section which may cover sedimentary rocks equivalent to the Upper Cretaceous section of the Tsakhkunyat horst-anticlinorium.

The Mesozoic ophiolite series of the Sevan Ridge had been thrown over Cretaceous, Jurassic and Paleozoic sedimentary section. The underthrust domain is a potential hydrocarbon exploration target.

Numerous mineral water springs and well flows are known in the Lake Sevan area. The water is hydrocarbonate-chloride, sodium-calcium-magnesium near the city of Kamo, sulfate-hydrocarbonate-calcium in the Gridzor gorge, hydrocarbonate-chloride, sodium-magnesium and sodium-magnesium-calcium near the settlement of Lichk and chloride-magnesium near the settlement of Varsed (Mineral Water, 1969). A chloride-magnesium water is also found near the Karchakhyur settlement. These data are an indication of buried closed structures within the lake framework.

Summary.

The southwestern area of Lake Sevan and its transition zone to the southern framework is the highest potential area. The authors want to emphasize an identification of some hydrocarbon potential for the Cretaceous and Paleogene section in the Central and Sevan troughs. The evidence includes direct indications of oil and gas,

favorable structures, low maturity of the organic matter, etc. The authors identify a number of first-priority exploration targets which may be a possible next stage of the exploration effort.

It is important to emphasize a spot-like nature of exploration maturity over the central Lesser Caucasus Range and the difficulties connected with Recent lava flows over the most of the region. These lavas severely limit the applicability of seismic surveys.

The destructive effect of seismicity on the preservation of hydrocarbon accumulations (especially gas accumulations) is poorly studied. It is believed that the Recent volcanic activity only locally affected the already formed oil and gas accumulations and does not affect the total hydrocarbon potential.

A regional review of the earth crust structure in the region suggests a need for detailed studies within the Central and Sevan troughs as well as exploration work in the Vaik Trough (the Arpa River basin in the southeast of the region) where a 7 to 8 km-thick Paleozoic through Paleogene sediment cover is anticipated.

Отпечатано в типографии
"PRINTEX"

Ереван, пр-кт Баграмяна 2
54-25-25

бумага офсетная 80гр, тираж 150 экз.

5523